

**Zur Geologie der Zone
zwischen der Secchia
und dem
Apennin-Hauptkamm**

(Prov. Modena und Reggio Emilia)

**Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
des
Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin**

vorgelegt von

Kurt Rentz
aus Hinterberg

1971

**Zur Geologie der Zone
zwischen der Secchia
und dem
Apennin-Hauptkamm**

(Prov. Modena und Reggio Emilia)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Kurt Rentz

aus Hinterberg

1971

- I. Referent: Prof. Dr. M. Richter
II. Referent: Prof. Dr. V. Jacobshagen

Tag der mündlichen Prüfung: 25. Februar 1971

Tag der Promotion:



Gedruckt mit Genehmigung des Fachbereiches 24 (Geowissenschaften) der Freien Universität Berlin

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

Seite

A. Vorwort	12
B. <u>EINLEITUNG</u>	14
1. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes	14
2. Morphologie und Hydrographie	15
3. Arbeitsunterlagen	17
4. Historischer Überblick	18
5. Problemstellung	22
C. <u>STRATIGRAPHIE</u>	24
Einführende Bemerkungen	24
1. <u>Stratigraphie der TOSKANISCHEN SERIE</u>	
Überblick über die Schichtfolge	26
1.1 Die Gipse	27
1.11 Historischer Überblick	27
1.12 Vorkommen	28
1.13 Lithologischer Charakter	29
1.14 Mikrofazies	30
1.15 Fossilien und Alter	30
1.16 Mächtigkeit	30
1.2 Rauchwacken und Zellendolomite	30
1.21 Entstehung	30
1.22 Vorkommen	31
1.23 Lithologischer Charakter	31
1.24 Mikrofazies	31
1.25 Fossilien und Alter	31
1.26 Mächtigkeit	31
1.3 Dolomitische Kalke	32
1.31 Vorkommen	32
1.32 Lithologischer Charakter	32
1.33 Mikrofazies	32
1.34 Fossilien und Alter	33
1.35 Mächtigkeit	33
1.4 Serie vom Molino del Rosto	33
1.41 Historischer Überblick	33
1.42 Vorkommen	34
1.43 Lithologischer Charakter	34
1.431 kalkig-mergeliger Typ	34
1.432 Nummulitenbrekzie	34
1.433 Sandsteine	35
1.44 Mikrofazies	36
1.45 Mächtigkeit	37
1.46 Fossilien und Alter	37
1.47 Die stratigraphische Stellung der Serie vom Molino del Rosto	37

1.5	Der Cerreto-Sandstein	38
1.51	Historischer Überblick	38
1.52	Vorkommen	39
1.53	Lithologischer Charakter	39
1.54	Mikrofazies	40
1.55	Die "Konglomerate" im Cerreto-Sandstein	41
1.56	Mikrofazies der "Konglomerate"	42
1.57	Herkunft der Gerölle	43
1.58	Mächtigkeit des Cerreto-Sandsteins ..	44
1.59	Fossilien und Alter	44
1.510	Die stratigraphische und tektonische Stellung des Cerreto-Sandsteins	45
1.6	Der Hauptkamm-Macigno	46
1.61	Historischer Überblick	46
1.62	Vorkommen	47
1.63	Lithologischer Charakter	47
1.64	Mikrofazies	50
1.65	Mächtigkeit	50
1.66	Fossilien und Alter	50
2.	<u>Stratigraphie der EMILIANISCHEN SERIEN</u>	52
2.1	<u>Modino-Cervarola-Einheit</u>	52
2.11	Modino-Basisserien	53
2.111	Modino-Basisargille	55
2.1111	Vorkommen	55
2.1112	Lithologischer Charakter	55
2.1113	Mikrofazies	56
2.1114	Mächtigkeit	56
2.1115	Fossilien und Alter	56
2.112	Modino-Buntschiefer	56
2.1121	Vorkommen	57
2.1122	Lithologischer Charakter	57
2.1123	Mikrofazies	58
2.1124	Mächtigkeit	58
2.1125	Fossilien und Alter	58
2.113	Ostia-Sandstein	59
2.1131	Lithologischer Charakter	59
2.1132	Mikrofazies	59
2.1133	Mächtigkeit	59
2.1134	Fossilien und Alter	60
2.114	Modino-Alberese	60
2.1141	Vorkommen	60
2.1142	Lithologischer Charakter	60
2.1143	Mikrofazies	61
2.1144	Mächtigkeit	63
2.1145	Fossilien und Alter	63
2.115	Fiumalbo-Schiefer	63
2.1151	Vorkommen	64
2.1152	Lithologischer Charakter	64
2.1153	Mikrofazies	65
2.1154	Mächtigkeit	65

2.1155	Fossilien und Alter	65
2.116	Marmoreto-Mergel	66
2.1161	Vorkommen	67
2.1162	Lithologischer Charakter	67
2.1163	Mikrofazies	68
2.1164	Mächtigkeit	68
2.1165	Fossilien und Alter	68
2.117	Resedimentationserscheinungen (Olisthostrome) in der Modino-Cervarola-Einheit	69
2.1171	Olisthostromargille der Modino-Basisserien	70
2.118	Die Bedeutung der Modino-Basisserien für die Beziehungen zwischen den Toskaniden und der Modino-Cervarola-Einheit; Diskussion der Hypothese von BALDACCI, ELTER et al. (1967)	71
2.12	Modino-Sandstein	74
2.121	Vorkommen	75
2.122	Lithologischer Charakter	75
2.123	Mikrofazies	77
2.124	Mächtigkeit	77
2.125	Fossilien und Alter	78
2.13	Pievepelago-Formation	78
2.131	Pievepelago-Mergel	79
2.1311	Vorkommen	79
2.1312	Lithologischer Charakter	79
2.1313	Mikrofazies	80
2.1314	Mächtigkeit	80
2.1315	Fossilien und Alter	80
2.132	Pievepelago-Sandstein	82
2.1321	Vorkommen	82
2.1322	Lithologischer Charakter	82
2.1323	Mikrofazies	84
2.1324	Mächtigkeit	85
2.1325	Fossilien und Alter	85
2.133	Pievepelago-Olisthostromargille ..	85
2.1331	Historischer Überblick	86
2.1332	Vorkommen	87
2.1333	Lithologischer Charakter	87
2.1334	Mächtigkeit	90
2.1335	Fossilien und Alter	90
2.134	Olistholith-Komplexe in den Olisthostromargille	91
2.1341	Maiolica	91
2.1342	Buntschiefer	91
2.1343	Oberkreide-Alberese	92

2.1344	Cargedolo-Formation	93
2.13441	Cargedolo-Alberese	94
2.134411	Lithologischer Charakter	94
2.134412	Mikrofazies	95
2.134413	Mächtigkeit	96
2.134414	Fossilien und Alter ...	96
2.13442	Cargedolo-Sandstein	97
2.134421	Lithologischer Charakter	97
2.134422	Mikrofazies	98
2.134423	Mächtigkeit	98
2.134424	Fossilien und Alter ...	98
2.1345	Fiumalbo-Schiefer	98
2.13451	Lithologischer Charakter	99
2.13452	Mikrofazies	100
2.13453	Mächtigkeit	101
2.13454	Fossilien und Alter	101
2.1346	Marmoreto-Mergel	102
2.14	Cervarola-Sandstein	102
2.141	Vorkommen	104
2.142	Lithologischer Charakter	104
2.143	Mikrofazies	112
2.144	Mächtigkeit	113
2.145	Fossilien und Alter	113
2.15	Sestola-Vidiciatico-Serie	114
2.151	Sestola-Vidiciatico-Mergel ...	115
2.1511	Vorkommen	115
2.1512	Lithologischer Charakter ..	115
2.1513	Mikrofazies	116
2.1514	Mächtigkeit	116
2.1515	Fossilien und Alter	116
2.152	Sestola-Vidiciatico-Olistho- stromargille	117
2.1521	Vorkommen	118
2.1522	Lithologischer Charakter ..	118
2.1523	Mächtigkeit	119
2.1524	Fossilien und Alter	120
2.153	Olistholith-Komplexe in den Olisthostromargille	120
2.1531	Cenomankalke von Ca'Vecchia	122
2.1532	Ostia-Sandstein	122
2.1533	Fiumalbo-Sandstein	122
2.16	Suviana-Serie	126
2.161	Suviana-Sandstein	127
2.1611	Vorkommen	127
2.1612	Lithologischer Charakter ..	127
2.1613	Mikrofazies	129
2.1614	Mächtigkeit	130
2.1615	Fossilien und Alter	130
2.162	Übergangsfazies vom M.delle Coste	131
2.1621	Vorkommen	131
2.1622	Lithologischer Charakter ..	132
2.1623	Mikrofazies	132
2.1624	Mächtigkeit	133

2.1625	Fossilien und Alter	133
2.163	Suviana-Mergel	133
2.1631	Vorkommen	133
2.1632	Lithologischer Charakter ..	133
2.1633	Mikrofazies	134
2.1634	Mächtigkeit	134
2.1635	Fossilien und Alter	134
2.164	Die Konglomerate von 'le Coste' ..	135
2.17	Lithologischer Vergleich zwischen den toskanischen und emilianischen Flyschsandsteinen	136
2.2	<u>Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit</u> ..	139
2.21	Einleitung	139
2.22	Basiskomplex	140
2.221	Radiolarit und Maiolica	141
2.2211	Vorkommen	141
2.2212	Lithologischer Charakter ..	141
2.2213	Mikrofazies	142
2.2214	Mächtigkeit	142
2.2215	Fossilien und Alter	142
2.222	Cantiere-Basisargille	143
2.2221	Vorkommen	143
2.2222	Lithologischer Charakter ..	144
2.2223	Mikrofazies	147
2.2224	Mächtigkeit	147
2.2225	Fossilien und Alter	147
2.223	Ophiolithe	148
2.2231	Serpentinite	149
2.2232	Ophikalzite	150
2.2233	Diabase	151
2.22331	Pillowlaven	151
2.22332	Spilite	153
2.22333	Diabas-Agglomerate	153
2.2234	Diabas- und Serpentin- Randbrekzie	154
2.2235	Gemischte Sediment-Ophiolith- Brekzien	155
2.224	Cantiere-Büntschiefer	155
2.2241	Vorkommen	156
2.2242	Lithologischer Charakter ..	156
2.2243	Mikrofazies	158
2.2244	Mächtigkeit	159
2.2245	Fossilien und Alter	159
2.225	Frassinoro-Sandstein	159
2.2251	Vorkommen	160
2.2252	Lithologischer Charakter ..	160
2.2253	Mikrofazies	161
2.2254	Mächtigkeit	162
2.2255	Fossilien und Alter	162

2.226	Ostia-Sandstein	163
2.2261	Vorkommen	163
2.2262	Lithologischer Charakter ..	163
2.2263	Mikrofazies	163
2.2264	Mächtigkeit	164
2.2265	Fossilien und Alter	164
2.227	Schwarze Schiefer und Alberese von Romanoro	164
2.2271	Vorkommen	164
2.2272	Lithologischer Charakter ..	164
2.2273	Mikrofazies	165
2.2274	Mächtigkeit	165
2.2275	Fossilien und Alter	165
2.23	Alberese-Komplex	166
2.231	Cassio-Alberese, Typ M.Ferrari- no	167
2.2311	Vorkommen	168
2.2312	Lithologischer Charakter ..	168
2.2313	Mikrofazies	169
2.2314	Mächtigkeit	169
2.2315	Fossilien und Alter	170
2.232	Cantiere-Alberese	170
2.2321	Allgemeine Betrachtungen ..	170
2.23211	Kalkig-mergeliger Typ ..	171
2.232111	Vorkommen	171
2.232112	Lithologischer Charak- ter	172
2.232113	Mikrofazies	174
2.232114	Mächtigkeit	175
2.232115	Fossilien und Alter ..	175
2.23212	Sandiger Typ	175
2.232121	Vorkommen	178
2.232122	Lithologischer Charak- ter	179
2.232123	Mikrofazies	179
2.232124	Mächtigkeit	179
2.232125	Fossilien und Alter ..	179
2.24	Molasse-Komplex	179
2.241	Piano-Mergel	182
2.2411	Vorkommen	182
2.2412	Lithologischer Charakter ..	182
2.2413	Mikrofazies	182
2.2414	Mächtigkeit	183
2.2415	Fossilien und Alter	183
2.242	Ranzano-Sandstein	184
2.2421	Vorkommen	184
2.2422	Lithologischer Charakter ..	184
2.2423	Mikrofazies	186
2.2424	Mächtigkeit	186
2.2425	Fossilien und Alter	186

2.243	Antognola-Mergel	187
2.2431	Vorkommen	188
2.2432	Lithologischer Charakter	188
2.2433	Mikrofazies	188
2.2434	Mächtigkeit	188
2.2435	Fossilien und Alter	189
2.244	Bismantova-Sandstein	189
2.2441	Vorkommen	189
2.2442	Lithologischer Charakter	190
2.2443	Mikrofazies	191
2.2444	Mächtigkeit	192
2.2445	Fossilien und Alter	192
3.	<u>Stratigraphie der LIGURISCHEN SERIEN</u>	193
3.1	<u>Einleitung</u>	193
3.2	<u>Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)</u>	194
3.21	Kalke vom Groppo del Vescovo	195
3.211	Vorkommen	195
3.212	Lithologischer Charakter	195
3.213	Mikrofazies	196
3.214	Mächtigkeit	196
3.215	Fossilien und Alter	196
3.22	Kalk-Ton-Serie	197
3.221	Vorkommen	197
3.222	Lithologischer Charakter	198
3.223	Mikrofazies	199
3.224	Mächtigkeit	199
3.225	Fossilien und Alter	199
3.23	Ponte-Bratica-Sandstein	200
3.231	Vorkommen	200
3.232	Lithologischer Charakter	200
3.233	Mikrofazies	201
3.234	Mächtigkeit	201
3.235	Fossilien und Alter	201
3.24	Petrignacola-Sandstein	201
3.241	Vorkommen	201
3.242	Lithologischer Charakter	202
3.243	Mikrofazies	202
3.244	Mächtigkeit	203
3.245	Fossilien und Alter	203
3.3	<u>Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)</u>	203
3.31	Buntschieferserie	203
3.311	Vorkommen	204
3.312	Lithologischer Charakter	204
3.313	Mikrofazies	205
3.314	Mächtigkeit	205
3.315	Fossilien und Alter	205

3.32	Ostia-Sandstein	208
3.321	Vorkommen	208
3.322	Lithologischer Charakter	208
3.323	Mikrofazies	208
3.324	Mächtigkeit	209
3.325	Fossilien und Alter	209
3.33	Orocco-Caio-Alberese, Typ M.Prampa - M.Penna	209
3.331	Vorkommen	210
3.332	Lithologischer Charakter	211
3.333	Mikrofazies	213
3.334	Mächtigkeit	213
3.335	Fossilien und Alter	213
4.	<u>Quartär</u>	214
4.1	Pleistozän	214
4.2	Holozän	215
4.21	Flußschotter und Flußterrassen	215
4.22	Bergstürze	216
4.23	Bergschlippe ('Frane')	217
5.	Vergleich der Faziesentwicklung und stratigra- phische Zusammenfassung	218
6.	Herkunft und Ausgangsmaterial der emiliani- schen Olisthostrome	223
D.	<u>TEKTONIK</u>	229
1.	Allgemeine Vorbemerkungen	229
2.	<u>Das P A R A U T O C H T H O N</u>	231
2.1	Die Hauptkamm-Antiklinale	232
2.2	Die Cerreto-Antiklinale	234
2.3	Der M.Cusna-M.Giovarello-Strukturkomplex	236
2.31	Die Tektonik der Modino-Basisserien	237
2.32	Die Antiklinalen des Modino-Sand- steins	238
2.4	Der M.Contessa-, M.Cisa-, R.Candia- und Piolo-Schuppenkomplex	240
2.5	Die Antiklinalen und Synklinalen des Cer- varola-Komplexes	243
2.51	Die Antiklinale von Civago	244
2.511	Der Civago-Komplex	244
2.512	Die M.Beccara-M.Roncadello-Struktur	246
2.52	Die Antiklinale von Gazzano	248
2.53	Die Antiklinale von Gova	250
2.54	Die Synklinale von Gazzano	252
2.55	Die Synklinale von Nove ¹¹ ano-Romanoro	253

2.6	Die Stellung der tosco-emilianischen Flysch-sandsteine innerhalb des nordapenninischen Systems	254
3.	<u>Das ALLOCHTHON</u>	257
3.1	Die Gipsdiapire	257
3.2	Die Ligurischen Decken	260
3.21	Die Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)	261
3.22	Die Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)	263
3.3	Die Emilianischen Decken	268
3.31	Die Gleitmasse von Pietravolta-Gova	268
3.32	Die Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit (Allochthone Emilianiden)	270
3.321	Die Bauelemente der Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit	271
3.322	Der Alberese-Basiskomplex	272
3.323	Der Alberese-Komplex	273
3.324	Der Molasse-Komplex	276
3.4	Die Stellung der allochthonen Emilianiden innerhalb des nordapenninischen Systems	278
4.	<u>Gefügeanalyse</u>	282
4.1	Die Achsenpläne	282
4.11	Das Parautochthon	282
4.12	Das Allochthon	289
4.2	Die Kluftdiagramme und ihre Auswertung	291
5.	<u>Die großen Störungssysteme</u>	300
6.	<u>Der zeitliche Ablauf der Bewegungen</u>	306
E.	<u>ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE</u>	311
F.	<u>RIASSUNTO</u>	316
G.	<u>LITERATURVERZEICHNIS</u>	321
H.	<u>LEBENS LAUF</u>	338
<u>ANLAGEN:</u>		
1.	Geologische Karte	
2.	Tektonische Karte	
3.	Profiltafel zur Geologischen Karte	
4.	Säulenprofile zur Geologischen Karte	
5.	Stratigraphische Säulenprofile aus dem Tosco-Emilianischen Apennin	
6.	Synoptische Sammeldiagramme (Klüfte und Faltenachsen) sämtlicher Serien des Untersuchungsgebietes	
7.	Kluft-Säulendiagramme zur Darstellung kombinierter richtungsgebundener und nicht richtungsgebundener Merkmale.	

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. M. R I C H T E R, dem ich an dieser Stelle dafür und für sein stets Interesse und für die Förderung herzlich danken möchte, die er meiner Arbeit zuteil werden ließ. Ich hatte dadurch die Möglichkeit, nicht nur die verschiedenartigsten geologischen Probleme eines so interessanten und landschaftlich reizvollen Landes wie Italien kennenzulernen, sondern auch - abseits vom Tourismus - die Sprache und Lebensgewohnheiten der Bewohner. Darüber hinaus danke ich Herrn Prof. Dr. M. RICHTER für die Ausbildung an seinem Institut und für die Möglichkeit, durch Teilnahme an Exkursionen Einblick in die geologischen Phänomene außereuropäischer Gebiete im mediterranen Raum zu gewinnen.

Mein besonderer Dank gebührt weiterhin Herrn Dr. K. J. R E U T T E R, der mich mit den geologischen Fragenkomplexen des Nordapennins vertraut machte, mich im Gelände betreute, mich durch Ratschläge und wertvolle Hinweise in zahlreichen Diskussionen - sei es im Gelände oder am Institut - tatkräftig unterstützte und so zum Gelingen dieser Arbeit beitrug.

Zu Dank bin ich den Herren Professoren Dr. K.R. M E H N E R T (Mineralogie), Dr. H. J. S C H N E I D E R (angewandte Geologie) und Dr. W. G. K Ü H N E (Paläontologie) für die Ausbildungs- und Arbeitsmöglichkeiten verpflichtet, die mir an ihren Instituten geboten wurden.

Für die großzügige Beratung in mikropaläontologischen Fragen und für die Durchsicht von Fossil-Dünnschliffen und von Schlämmpuben sei den Herren Professoren Dr. H. H A G N (München), Dr. A. von H I L L E B R A N D T (Berlin), Dr. A. P A P P (Wien), sowie Fräulein Dr. M A N T O V A N I (Modena) und Herrn Dr. H. R I S C H (Berlin) gedankt.

Im gleichen Maße möchte ich für die Beratung in petrographischen Fragen und für die Durchsicht einiger Dünnschliffe Herrn Dr. W. B Ü S C H, Herrn Dipl.-Geol. H. F Ö H S E und Herrn Dipl.-Geol. G. S E L I G M A N N (alle Berlin) meinen herzlichen Dank aussprechen, ebenso Herrn Dr. K. G E R M A N (Berlin) für die Beratung in kleintektonischen Fragen und für die Hilfe bei der Auswertung der Gefügediagramme.

Schließlich möchte ich auch all meinen Kollegen vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Freien Universität Berlin Dank sagen, die durch anregende Diskussionen und freundliche Anteilnahme an der geologischen Problematik des Nordapennins ebenfalls zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen.

Für einen Reisegeldzuschuß danke ich der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT.

Zu einem besonders herzlichen Dank bin ich meinen Pflegeeltern, Herrn und Frau SIEGESMUND, verpflichtet, die mir mein Studium ermöglichten.

Zum Schluß möchte ich auch noch meinen italienischen Freunden, im besonderen der Familie Piacentini in Frassinoro für die äußerst herzliche Aufnahme und zuvorkommende Gastfreundschaft danken, wodurch mir der Aufenthalt in Italien stets in angenehmer Erinnerung bleiben wird.

Non vorrei dimenticare di ringraziare tutti gli amici italiani, abitanti nei diversi paesi della mia zona di rilevamento. Rivolgo specialmente il mio sincero ringraziamento alla famiglia PIACENTINI di Frassinoro (Modena) per avermi sempre offerto una cordiale accoglienza, una gentilissima compagnia e continua ospitalità. Il mio ringraziamento include anche i colleghi dell'Istituto di Geologia dell'Università di Modena guidato dal direttore Prof. Dr. U. LOSACCQ per il loro amichevole aiuto.

B.

EINLEITUNG

Die vorliegende Untersuchung stellt ein noch fehlendes Glied in der Kette der Arbeiten dar, die von Angehörigen des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Freien Universität Berlin seit 1957 im Nordapennin durchgeführt wurden. So besteht jetzt im Bereich des Hochapennins ein lückenlos kartiertes Gebiet, das von Firenzuola im E (Prov. Bologna) über eine Länge von ca. 160 km Luftlinie bis etwa Bobbio (Prov. Piacenza) reicht. In dem weit gespannten Rahmen dieser Arbeiten sollen vor allem die komplizierten stratigraphischen und faziellen Verhältnisse der verschiedenen, mehreren Faziesräumen zugeordneten Gesteinsserien, ihre Einordnung in großtektonische Einheiten und darüber hinaus größere Zusammenhänge im Nordapennin geklärt werden. Dadurch ist diese Arbeit eng mit dem überregionalen Forschungsprogramm von Herrn Prof. Dr. M. RICHTER zur Deutung geologischer Zusammenhänge im Gebirgsbau der mediterranen Kettengebirge verbunden.

1. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes

Das ca. 340 km² große untersuchte Gebiet liegt nördlich des Apennin-Hauptkammes im mittleren Teil der Emilia (südliche Abschnitte der Provinzen Modena und Reggio Emilia) (Abb. 1).

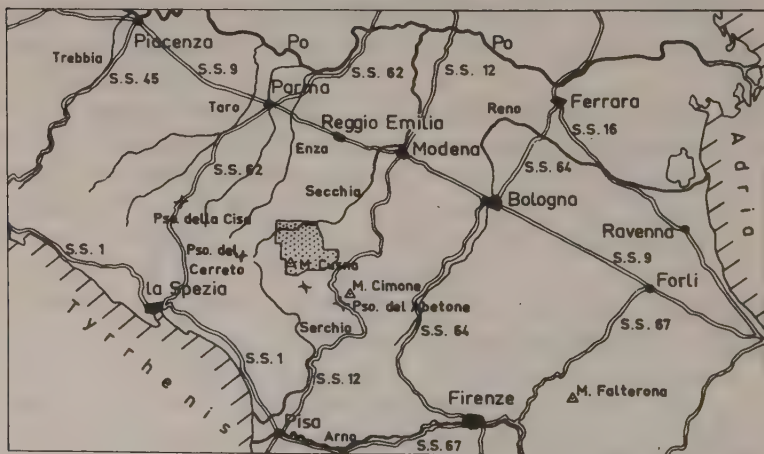


Abb. 1 Lage des Kartierungsgebietes

Maßstab 0 50km

Während als nördliche Begrenzung das N-Ende der Meßtischblätter Cervarezza und Villa Minozzo, ca. 1 - 2 km nördlich des Secchia-Tales, gewählt wurde, waren die W-, S- und E-Grenzen des Arbeitsgebietes durch die Kartierungen der benachbarten Gebiete von KRAMPE (1964) und BOHNE (1966) im W, von GÜNTHER (1966) im S und von REUTTER (1966/68) im E und SE bereits vorgegeben. So verläuft die W-Grenze zum größten Teil entlang des Secchia- bzw. des Ozola-Tales, die E-Grenze wird zum größten Teil vom Dragone-Tal gebildet. Im S stellt der Apennin-Hauptkamm mit dem M.Prato (2054 m) als höchste Erhebung nur zum Teil die Grenze dar. Die größte E-W-Ausdehnung des Arbeitsgebietes beträgt etwa 24 km, die größte N-S-Entfernung etwa 20 km. Die größte Höhendifferenz beläuft sich auf 1780 m (M.Cusna, 2120 m; Secchia-Tal NW Cavola, 340 m).

2. Morphologie und Hydrographie

Das Arbeitsgebiet liegt nördlich der Wasserscheide. So wird das gesamte Gebiet von N-S gerichteten Flußtälern durchzogen: die bei Ca'delle Ghiaie nach S abbiegende Secchia mit dem Ozola als Nebenfluß, der Secchiello, der Dolo und der Dragone. Zwischen diesen Tälern ziehen sich in gleicher Richtung charakteristische Höhenzüge hin: der westlichste mit dem M.Prampa (1696 m) als höchste Erhebung, der mittlere mit dem sehr charakteristischen M.Penna (1260 m) und der östliche mit dem M.Modino (1414 m). Alle diese Höhenzüge verflachen sehr stark nach N und werden von der aus der N-S-Richtung in die E-W-Richtung umschwenkende Secchia abgeschnitten. Im S werden diese Bergrücken durch den etwa WNW-ESE streichenden Höhenzug des M.Cusna - M.Giovarello verbunden. Südlich davon liegen die einzigen sehr tief eingeschnittenen Quertäler des Gebietes, die etwa im Apenninstreichen verlaufen (NW-SE). Es handelt sich um den obersten Lauf des Dolo und des Ozola. Beide Täler sind durch eine ca. 1800 - 1850 m hohe Paßzone getrennt, die den M.Cusna - M.Giovarello-Bergzug mit dem Apennin-Hauptkamm im S verbindet.

Hervorgerufen durch den unterschiedlichen Gesteinsaufbau lassen sich drei größere Landschaftstypen unterscheiden. So bilden im S die mächtigen Flyschsandsteine zwei hohe, parallel zueinander verlaufende Bergzüge mit Hochgebirgscharakter und einer Gipfelflur zwischen 1800 und 2100 m: ganz im S der Apennin-

Hauptkamm mit dem M.Prato (2054 m) als höchste Erhebung und nördlich davon die Bergkette des M.Cusna - M.Giovarello, die nur durch die canyonartige Schlucht des Dolo unterbrochen wird. Der M.Cusna selbst stellt mit seinen 2120 m den höchsten Gipfel des Arbeitsgebietes und den zweithöchsten des Nordapennins überhaupt dar. Kleinere Aufwölbungen dieser Flyschsandsteine durchbricht der Dolo weiter im N in Form kleiner Canyons, ein Zeichen der starken rezenten Erosion.

Weitaus größere Teile des Arbeitsgebietes gehören dem zweiten Landschaftstyp an, der durch eine flachwellige Hügellandschaft von Mittelgebirgscharakter mit einer sehr sanften Formgebung charakterisiert ist, bedingt durch überwiegend schiefrige und mergelige Gesteinsserien. Sie tritt in mehreren Niveaus auf. Die höchsten, z.T. glazial überprägten Niveaus liegen bei 1400 - 1800 m (Abetina Reale) und ein tieferes bei 1000 - 1300 m (Civago). Das nördlichste und zugleich auch niedrigste Niveau ist nicht sehr deutlich ausgeprägt und schwankt zwischen 500 m und 1000 m. Typisch für die bisher erwähnten Landschaftstypen ist die Tatsache, daß Morphologie und Tektonik Hand in Hand gehen: stellen die hohen, aus den relativ harten Flyschsandsteinen bestehenden Bergzüge Sattelstrukturen dar, so füllen die weichen schiefrig-mergeligen Serien die Mulden aus (Becken von Civago; Becken von Gazzano; Becken von Morsiano-Romanoro). Die unterschiedliche Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegenüber der Erosion verstärkt noch dieses durch die Tektonik bereits vorgegebene Relief. Der dritte, relativ eintönige Landschaftstyp wird durch die mächtigen, nach N abtauchenden Kreideflyschserien ("Alberese") bestimmt. Nur der südlichste und höchste Teil (M.Prampa 1696 m) hat z.T. Hochgebirgscharakter. Mit diesen Kreideflyschserien eng verbunden ist die Molassehochfläche mit einem Niveau zwischen 400 m und 700 m, die südlich der Secchia beginnt und weit nach N reicht. Für diesen Typ sind Badland-Landschaften mit kleinen, aber tiefen Erosionsrinnen charakteristisch. Vielleicht sollte man auch als besonderes morphologisches Element noch das mächtige und sehr stark bewaldete Gipsmassiv im Secchia- und Ozola-Tal herausstellen, das sich deutlich gegen seine um bis zu 200 m niedrigere, weichere und meist unbewaldete Umgebung abhebt.

3. Arbeitsunterlagen

Für die Geländeaufnahme wurden photographische Vergrößerungen von Meßtischblättern im Maßstab 1:10000 benutzt. Folgende Meßtischblätter des ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE im Maßstab von 1:25000 dienten als topographische Unterlagen: 85 II SE (Cervarezza), 86 III SO (Villa Minozzo), 86 III SE (Montefiorino), 96 I NE (Ligonchio), 96 I SE (S. Romano), 97 IV NO (Frassinoro), 97 IV NE (Palagano) und 97 IV SO (S. Anna Pelago).

Zu Beginn der Felduntersuchungen im Jahre 1964 war das vorhandene geologische Kartenmaterial über das untersuchte Gebiet äußerst spärlich. Zu diesem Zeitpunkt existierten lediglich die veralteten Blätter der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA im Maßstab 1:100000 "San Marcello Pistoiese" (von SACCO, 1890/81 und 1933 überarbeitet) sowie von "Modena" und "Parma" (von LOTTI & ZACCAGNA, 1913). 1963 erschien eine neue, wesentlich genauere Ausgabe des Blattes "Modena" (von LOSACCO et al.). Weiterhin existierten eine Nordapennin-Karte von SCHNEIDER & TEICHMÜLLER (1936) im Maßstab 1:400000 und eine von MERLA (1957) im Maßstab 1:1000000. Kleinere Einzeldarstellungen verschiedener Autoren (AZZAROLI, 1955; GHELARDONI, PIERI, LUCCHETTI, PIRINI, 1962) über spezielle regionale Probleme betreffen den südwestlichen und südlichen Teil des Arbeitsgebietes. In den folgenden Jahren erschienen in rascher Folge eine ganze Reihe Veröffentlichungen, die sich vor allem mit den mittleren, südlichen und östlichen Teilen des untersuchten Gebietes befassen und spezielle Übersichtskarten enthalten (BERTOLLI & NARDI, 1966; FAZZINI, 1966; BALDACCI, BRANDI et al. 1967; MARCUCCI, 1967). Diese Arbeiten stellen schon einen großen Fortschritt gegenüber den veralteten Ansichten dar. Für die vorliegende Arbeit waren sie aber nur bedingt brauchbar; denn zu oft wurden stratigraphische und tektonische Tatsachen unrichtig interpretiert, was teilweise auf einer doch recht ungenauen Geländeaufnahme beruhte. Die daraus resultierende geologische Grundkonzeption erscheint in einigen Punkten falsch, worauf in dieser Arbeit näher eingegangen wird.

4. Historischer Überblick

Selten hat wohl die zunehmende geologische Erforschung eines Gebirges einen derartig vielfältigen Wandel der Interpretation vorhandener geologischer Fakten verursacht wie in der Geologie des Nordapennins. Noch heute weichen die Auffassungen der einzelnen Schulen - im regionalen wie im überregionalen Rahmen - stark voneinander ab, obwohl gerade nach dem 2. Weltkrieg die Zahl der Untersuchungen im Nordapennin rapide zugenommen hat. In der geologischen Erforschungsgeschichte dieses Gebirgstalles lassen sich etwa 4 Epochen ablesen. In der 2. Hälfte des vorigen Jahrhunderts, der sog. "klassischen Epoche", führten die Fossilarmut der Gesteine und die noch sehr unentwickelten und unkomplizierten Vorstellungen vom tektonischen Bau der Gebirge zu der Annahme einer völligen Antochthonie aller Serien im Nordapennin (LOTTI, ZACCAGNA, DE STEFANI u.a.). Dabei wurden alle damals bekannten Serien des Nordapennins, die über dem Mesozoikum der Apuaner Alpen liegen, in das Eozän gestellt und einem einzigen Ablagerungsraum zugeordnet. 1891 stellte SACCO die sog. "Argille scagliose" mit ihren Ophiolithen, die die mächtigen tertiären, damals für Eozän gehaltenen Flyschsandsteine des Macigno überlagern, auf Grund von Fossilfunden in die Kreide und zweifelte damit die Vorstellungen von der Autochthonie der Serien und von dem durchgehenden Eozänprofil an. Er erklärte dieses Phänomen (Kreide über Eozän) jedoch nur mit lokalen Überschiebungen. Diese zuerst noch vagen Vorstellungen von SACCO von einem komplizierteren tektonischen Bauplan des Nordapennin entwickelten STEINMANN und DE LAUNAY 1907 zu einer Theorie weiter, wonach der Nordapennin ein Deckengebirge im alpinen Sinne sei. Hauptargument war die stellenweise Überlagerung des Tertiärs durch die Kreide sowie - zumindest für STEINMANN - das Fehlen von Zufuhrkanälen im Macigno für die Ophiolithe in den Argille scagliose.

Diese Vorstellungen von einem alpinotypen Deckenbau waren das Leitbild der zweiten großen Epoche in der geologischen Erforschungsgeschichte des Nordapennins.

Im Gegensatz zu den ersten Bearbeitern postulierten STEINMANN und DE LAUNAY die Existenz zweier Ablagerungsräume und führten die Begriffe "Toskaniden" und "Liguriden" für die

Sedimente dieser beiden Ablagerungsräume in die Literatur ein. Nach dieser Theorie sind ligurische Sedimente von SW her über toskanische Sedimente in Form einer riesigen Decke weit nach NE bis fast an den Rand der Poebene geschoben worden. Auch innerhalb der Toskaniden wurde ein Deckenbau festgestellt, als TILMANN 1926 eine Verdoppelung der toskanischen Serie in den Apuaner Alpen erkannte, die schon LENCEWICZ 1917 in den Apuaner Alpen nachgewiesen hatte. Unter nichtmetamorphen toskanischen Serien (Trias-Tertiär) fand man in den Apuaner Alpen eine entsprechende, mehr oder weniger komplette, epimetamorphe Schichtfolge des gleichen Zeitraumes (bis hinab ins Perm.). Diese metamorphe Serie (Toskaniden I in der Folgezeit genannt) wurde als das Autochthon der Apuaner Alpen erkannt und soll von den nichtmetamorphen Toskaniden (Toskaniden II von DE WIJKERS-LOOTH genannt) in Form einer großen Decke von SW her überschoben worden sein.

Die Deckentheorie setzte sich in der Folgezeit durch und wurde weiter ausgebaut. Lediglich die Herkunftsrichtungen und die Schubweiten der einzelnen Decken waren weiterhin strittige Punkte. KOBER (1927), TEICHMÜLLER (1935), SCHNEIDER (1935), BEHRMANN (1936), LUDWIG (1929) und TILMANN (1926) sahen die heutige Tyrrhenis als Wurzelzone der Liguriden an. Dagegen veranlaßten die häufig zu beobachtenden Westvergenzen STAUB (1932) dazu, die Liguriden aus einem Raum nördlich des Apennin-Hauptkammes zu beziehen, und ROVERETO (1922) sieht sogar die Po-Ebene als deren Herkunftsgebiet an. Zu ähnlichen Schlußfolgerungen kommt STILLE (1927), der Westvergenzen im Faltenbau des Nordapennins durch eine sog. "Rückfaltung" zu erklären versucht.

In der folgenden Epoche wurde die Deckentheorie zwar weiter ausgebaut, aber als hauptsächlicher Transportmechanismus wurde mehr und mehr die Schwerkraft herangezogen. Ein rein alpinotyper Deckenbau wurde abgelehnt. Als erster vertrat DE WIJKERS-LOOTH (1934) diese Auffassung. Von einer Schwellenzone im Raum der heutigen Tyrrhenis sollen größere Sediment-Pakete gravitativ abgeglitten sein. Da aber eine so weiträumige Verfrachtung der ligurischen Decke nicht durch einen einzigen gravitativen Gleitakt erfolgen konnte, wurde die Vorstellung DE WIJKERS-LOOTH's von ANELLI (1938), MIGLIORINI (1948), SIGNORINI (1946) und besonders von MERLA (1951) zur Theorie der "cunei composti" weiter-

entwickelt. Durch eine sehr starke Kompression soll nach dieser Theorie die Erdkruste an tiefreichenden Abschiebungen in keilförmige Segmente (sog. "cunei") zerlegt worden sein. Nach MERLA (1951) haben sich dabei vom Oberoligozän bis zum Pliozän 7 Aufwölbungen (sog. "ruge tettoniche" durch eine von SW (Tyrrhenis) nach NE fortschreitende Hebung gebildet. Die ligurischen Sedimente, die von einer Schwelle in der Tyrrhenis nach NE abgeglitten sind, sollen an diesen Aufwölbungen sukzessiv in Form orogener Bergstürze ("frane orogeniche") von SW bis weit nach NE (bis fast an den Rand der Poebene) in die jeweilige Vortiefe verfrachtet worden sein. 1960 wurde von der Pisaner Schule, vertreten durch ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN, die Theorie eines großangelegten Deckenbaues verstärkt ausgebaut (Ultranappisten). Nacheinander sind danach vier nichtmetamorphe und in ihrer faziellen Ausbildung verschiedene Decken über einen autochthonen und metamorphen Untergrund (Toskaniden I; Apuaner Alpen i.w.S.) geglitten: die sog. "falda toscana" (Toskaniden II; meist kalkiges Mesozoikum und Hauptkamm-Macigno; von der gleichen Schule wird später (GIANNINI, NARDI & TONGIORGI, 1962) auch der "complesso del M.Cervarola" hierin einbezogen), die als erste Decke die Toskaniden I überfährt. Darüber legt sich mit der "falda dell'Alberese" ein heterogener Schichtkomplex, der aus Kalk-Ton-Serie, einem Tertiär- und einem Oberkreide-Alberese besteht. Die 3. Decke wird von der "falda ofiolitifera" gebildet, mit dem "arenaria superiore" (M.Gottero-Sandstein) und den Argille Scagliose. Als letzte Decke folgt darüber die "falda del Flysch ad Elmintoidi" (Antola-, Caio- und Cassio-Alberese).

Eine neue Anregung für die Apenningeologie war die stärkere Beachtung der weit verbreiteten Resedimentationsvorgänge. Die von BENEIO (1956) und später von DE RIGHI und FLORES (1959) eingeführten, ursprünglich jedoch auf Süditalien beschränkten Begriffe wie "Olisthostrom" und "Olistholith" wurden verstärkt auch für größere Schichtkomplexe des Nordapennins in Anwendung gebracht. Viele Phänomene, die früher nur eine rein tektonische Erklärung erfuhren (Klippen, Schuppen usw.), konnten jetzt als das Resultat weitreichender Umlagerungsvorgänge und diese wiederum als das Resultat einer synsedimentären Tektonik bzw. einer syntektonischen Sedimentation gedeutet werden.

Eine von den Verfechtern des Deckenbaues - sei es im alpinen

Sinne, sei es im Sinne gravitativer Gleitdecken - bis heute nicht befriedigend gelöstes Problem ist das der überaus großen Überschiebungsweiten relativ geringmächtiger und starrer Schichtkomplexe. Die Theorie der "cunei composti", die dieses Problem noch am elegantesten hätte lösen können, setzte sich nicht durch, da neuere stratigraphische und tektonische Erkenntnisse gegen diese Theorie sprachen. Daher setzten sich schon früh einige Autoren (LIPPARINI, 1944; DE SITTER, 1956) für eine größere Parautochthonie der Sedimente mit geringen Überschiebungsweiten ein. So soll Diapirismus maßgeblich am Bau der Gebirge beteiligt sein, d.h. die sehr häufigen tonigen und sehr plastischen Sedimente ("argille scagliose") sollen während der gebirgsbildenden Bewegungen diapirisch die aufliegende Sedimentbedeckung durchbrochen und sich nach Art eines Lavastromes über die Oberfläche ergossen haben. Noch mehr stellt RICHTER (1960) den stetigen Wechsel heterogener Gesteine im Nordapennin in Rechnung. Die dadurch bedingte disharmonische Faltung ("Darunterweg - Faltung"), eine Scherben-tektonik (Zerbrechen zusammenhängender Schichtpakete in einzelne Schollen) und vor allem diapirische und damit verbundene gravitative Gleitbewegungen ("Diapirüberschiebungen") sollen den Baustil des Gebirges geprägt haben. So erklärt er z.B. die Auflage der kretazischen Argille scagliose auf Tertiärserien durch derartige Diapirüberschiebungen.

Er kam weiterhin aufgrund von Untersuchungen im Ligurikum zu der Überzeugung, daß die Liguriden mit dem Unterostalpin vergleichbar sind, das - extern vom Oberostalpin - unter die Poebene abtaucht, in den Turiner Hügeln noch einmal zutage tritt und, in den Apennin einschwenkend, dort wieder erscheint.

Die ligurischen Sedimente sollen heute genau dort liegen, wo auch der ehemalige ligurische Trog gelegen hat. Da die Herkunftsgebiete der postulierten ligurischen Decken heute nicht mehr nachweisbar sind, lehnt RICHTER einen weiträumigen Deckenbau ab. Alle diese Vorstellungen bildeten das Leitbild der vierten Epoche und waren auch die Grundlage für die nun in rascher Folge erscheinenden Diplomarbeiten und Dissertationen von Angehörigen des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Freien Universität im Nordapennin. 1964 wurde von REUTER & SAMES die Einheitlichkeit der ligurischen Decke bezweifelt.

Sie stellten dem ligurischen und toskanischen Faziesraum einen dritten, den emilianischen gegenüber, der nordöstlich des toskanischen liegen soll. In diesem emilianischen Faziesraum werden Sedimente vereinigt, die bisher dem ligurischen und toskanischen Ablagerungsraum zugeordnet wurden. Dadurch weicht die Vorstellung eines weiträumigen Deckenbaues einem System kleiner, nicht sehr weitreichender Gleitdecken und Schuppen. Die daraus resultierenden komplizierten paläogeographischen Verhältnisse konnten noch nicht völlig geklärt werden. Die ersten Arbeiten des oben genannten Institutes befaßten sich mit den Sedimenten im ligurischen Apennin (REUTTER, 1960/61; SAMES, 1960) und mit der Alpen-Apennin-Grenze (GÖRLER 1962; IBBEKEN 1962). Der nächste Schwerpunkt war der Grenzbereich Ligurikum-Emilianikum (REUTTER, 1960, 1964; SAMES, 1960, 1964; SCHULZE, 1965; SCHLÜTER, 1968). Die meisten Arbeiten konzentrierten sich jedoch auf den Apennin-Hauptkamm und die nördlich daran anschließenden Gebiete (RICHTER, 1964; MARKWICH, 1964; LOESCHKE, 1965; GOLDBERG, 1965; KRAMPE, 1964; BOHNE, 1966; REUTTER, 1966; HEYMANN, 1968; v.STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1966). Besonders auf das Toskanikum konzentrierten sich die Arbeiten von HARTUNG, WACHSMUTH und GÜNTHER (alle 1966).

5. Problemstellung

Die vorliegende Arbeit füllt die bisher noch bestehende Lücke im Modeneser und Reggiano Apennin im Grenzbereich Toskanikum - Emilianikum nördlich des Apennin-Hauptkammes. Zu Beginn der Untersuchungen lagen über dieses Gebiet kaum neuere und umfassendere Arbeiten vor. Die wenigen Angaben waren zu oberflächlich und widersprachen sich z.T. Das zu diesem Zeitpunkt vorliegende geologische Kartenmaterial erfaßte nur kleinere Teile des untersuchten Gebietes in einem für detailliertere Darstellungen viel zu großen Maßstab. Von besonderem Interesse war dieses Gebiet schon deshalb, weil hier Sedimente aller drei Faziesräume anzutreffen sind, wobei es erst einmal zu klären galt, welche der hier anstehenden Gesteine - die bisher nur einem toskanischen und ligurischen Faziesraum zugeordnet wurden - dem emilianischen Sedimentationsraum angehören. Das Hauptinteresse galt speziell den tektonischen und faziellen Beziehungen zwischen Toskaniden

und Emilianiden unmittelbar nördlich des Apennin-Hauptkammes.

Weiterhin war die tektonische Stellung und die Herkunft der großen Gipsmassive im Secchia-Tal und des umstrittenen Cerreto-Sandsteins von besonderem Interesse.

Mit Methoden der Gefügekunde sollte versucht werden, den Baustil der verschiedenen tektonischen Einheiten zu klären. Besondere Aufmerksamkeit sollte ferner den in diesem Gebiet weit verbreiteten Schiefererserien gewidmet werden, die bisher immer lapidar als "argille scagliose" bzw. als "alloctono indifferenziato" bezeichnet wurden. Es galt diese Serien neu zu gliedern, ihre Stellung innerhalb der tektonischen Einheiten und ihre Bedeutung als Resedimente (Olisthostrome) zu klären.

Das Schwergewicht der Arbeit lag in einer exakten Neukartierung und einer genauen paläontologischen und petrographischen Untersuchung aller Serien.

Die Ergebnisse dieser Arbeit werden mit den neuen großtektonischen Deutungsversuchen der italienischen Geologen über den Baustil des Nordapennins verglichen.

C. STRATIGRAPHIE

Einführende Bemerkungen

Die Gliederung und Differenzierung der sich oft lithofaziell weitgehend ähnelnden Gesteinsserien verschiedener Sedimentationsräume konnte nur aufgrund genauer mikropaläontologischer, im untergeordneten Maße auch petrographischer Untersuchungen vorgenommen werden. Die große Fossilarmut vieler Serien (besonders die der mächtigen Flyschsandsteine) erschwerten oft eine genaue stratigraphische Gliederung.

Da nur selten für die Bestimmungen der zahlreichen Mikrofaunen, die fast ausschließlich aus Foraminiferen bestehen, Spezialisten zur Verfügung standen, mußten die Bestimmungen anhand der - nicht immer vollständigen - Fachliteratur nach mehr oder weniger intensiver Einarbeitung meist selbst durchgeführt werden. Diese Bestimmungen können daher keinerlei Anspruch auf allzu große Genauigkeit erheben.

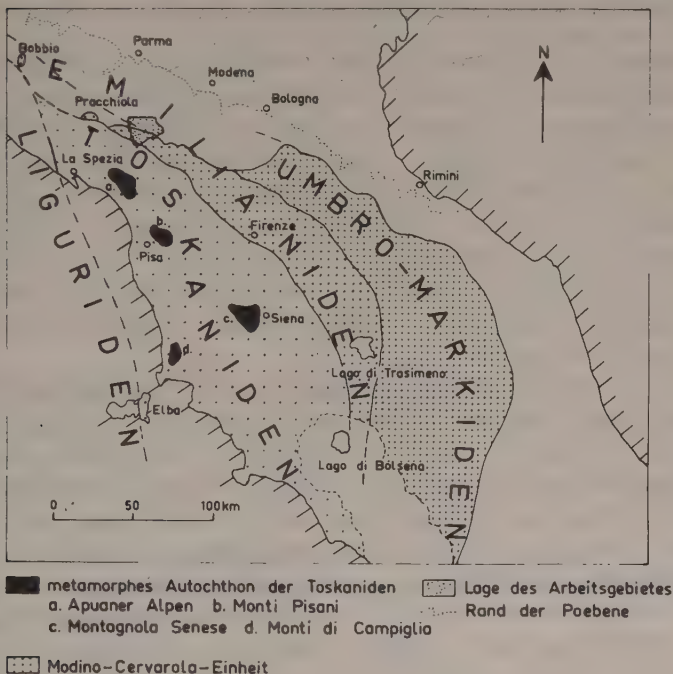
Für die Faunenbeschreibung im stratigraphischen Teil seien einige grundlegende Bemerkungen vorausgeschickt. Die Einstufung der Faunen des Bereiches U.-Eozän - M.-Miozän, dem die meisten Faunen angehören, richtet sich nach der Biozonengliederung von BLOW (1967) und von BÖLLI (1957 u. 1966). Auf die Benutzung von Stratotypen wird hier so weit wie möglich verzichtet. Denn die Stellung verschiedener, mikropaläontologisch oft nur sehr schlecht oder gar nicht belegter Stratotypen innerhalb der internationalen Tertiärgliederung ist sehr umstritten (z.B. das Chatt, Aquitan, Burdigal, Langhian, Helvet u.a.). Eine Parallelisierung einzelner, bei den verschiedenen Autoren in ihrer Stellung unterschiedlich bewerteter und sich oft überschneidender Stratotypen erwies sich damit zwanglos als weitgehend unmöglich.

Für die Kreide- und Alttertiärfaunen wurde die Biozonengliederung von BÖLLI (1957 u. 1966) zugrunde gelegt. Eine Zusammenstellung der Biozonengliederung befindet sich am Ende des stratigraphischen Teiles (Abb. 63). Eine vergleichende Darstellung der Reichweiten sämtlicher Serien wird unter Berücksichtigung der neuesten Neogen-Gliederung in Abb. 64 gegeben.

Die Gesteinsserien innerhalb des Untersuchungsgebietes wurden bisher als Sedimente eines toskanischen und eines ligurischen

Ablagerungsraumes betrachtet. Eingehende Untersuchungen veranlaßten REUTTER & SAMES (1964), einen emilianischen Faziesraum zu postulieren, der dem toskanischen im NE vorgelagert gewesen sein soll.

Abb. 2 Die Lage der Faziesprovinzen im Nordapennin (aus R. NARDI 1965, modifiziert nach dem tektonischen Konzept von K.-J. REUTTER, 1966)



Wie in den benachbarten Gebieten stellte sich auch hier heraus, daß die meisten Gesteine nördlich des Hauptkammes dieser dritten Faziesprovinz angehören: die parautochthone Modino-Cervarola-Einheit (U.-Kreide bis U.-Miozän) und die allochthone Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit (?O.-Jura -) U.-Kreide bis Helvet). Gesteine des parautochthonen (?allochthonen) Toskanikums (Toskaniden II: O.-Trias bis U.-Miozän) treten nur im Bereich der Hauptkette und als Diapire im Secchia-Tal auf. Die Sedimente des ligurischen Faziesraumes liegen in Form mehrerer Gleitdecken teils auf den Toskaniden, teils auf den Emilianiden: Liguriden I (Kalk-Ton-Heinheit) (?Paläozän bis Oligozän),

Liguriden II (Orocco-Caio-Einheit) (Cenoman bis Maastricht).

Im folgenden richtet sich die Beschreibung der einzelnen Serien nach der jeweiligen tektonischen Stellung.

1. STRATIGRAPHIE der TOSKANISCHEN S E R I E

Ü B E R B L I C K über die S C H I C H T F O L G E

Die Gesteine des toskanischen Faziesraumes im untersuchten Gebiet gehören ausnahmslos den nichtmetamorphen Toskaniden II an. Die Einteilung der Toskaniden in eine autochthone, epimetamorphe Schichtfolge (=Toskaniden I; Zeitraum: Permotrias - Oligozän) und eine darüberliegende parautochthone (?allochthone), nicht-metamorphe Schichtfolge (=Toskaniden II; Zeitraum: O.-Trias - U.-Miozän) geht auf LENCEWICZ (1917) und TILMAN (1926) zurück. Beide tektonische Einheiten entsprechen sich zeitlich, weisen fazielle Ähnlichkeiten auf und müssen wohl demselben Ablagerungsraum zugeordnet werden.

Die Basis der Toskaniden II besteht aus einer kalkig-dolomitischen Schichtfolge mit Evaporiten (O.-Trias - U.-Lias: Calcare cavernoso mit Rauchwacken, Zellendolomiten und Gipsen; Rät-Kalken und -Dolomiten; Calcare massiccio). Die triassische Evaporitserie stellt den Abscherungshorizont der Toskaniden II dar; entlang dieser Serie erfolgte die Gleitbewegung der Einheit über die Toskaniden I. Darüber folgt ein kalkig-kieseliges Schichtpaket des Zeitraumes M.-Lias - U.-Kreide (unterer Calcare selcifero - Ammonitico rosso - höherer Calcare selcifero - Doggermergel - Radiolarit - Maiolica; vgl. GÜNTHER, 1966; GÜNTHER & RENTZ, 1968).

Vom Alb bis in das U.-Oligozän herrschte eine mergelig-kalkige Sedimentation vor (Scaglia rossa - Rovaggio-Mergel). Den Abschluß bilden in den Toskaniden II die mächtigen Flyschgrauwacken des Macigno (M.- oder O.-Oligozän - U.-Miozän) sowie ihr mergeliges Dach (Pontaccio-Mergel; GÜNTHER, 1966; GÜNTHER & RENTZ, 1968).

Von diesen toskanischen Serien treten im Untersuchungsgebiet nur der Macigno und der im folgenden als seine Randfazies betrachtete Cerreto-Sandstein (KRAMPE, 1964) sowie die Evaporite (Gipse) der Obertrias auf, die in Form großer Diapire vorliegen.

1.1 Die Gipse

Trotz eingehender Untersuchungen herrschen über die tektonische Stellung und über die Herkunft der Gipse noch immer die unterschiedlichsten Meinungen.

1.11 Historischer Überblick: SACCO (1892) und ZACCAGNA (1898) vermuteten in den Gipsen des Secchia-Tales ein "Fenster" des älteren Untergrunde, auf dem sich die "Schiefertons-Formation" abgelagert hätte. Nach DODERLEIN (1870) sind sie gleichzeitig mit den Schiefertonen entstanden (= Kreide), von denen sie umhüllt sind bzw. auf denen sie liegen. Aufgrund von Gipseinschlüssen mit großen Kalkmassen in der Schiefertonsformation stellte DE STEFANI (1881) die Gipse in das Eozän. Nach ZACCAGNA (1898) sollen dagegen die Gipse *metasomatisch* aus Kalken entstanden sein, die zur Schiefertons-Formation gehören. SACCO (1892) interpretierte vor allem die kleineren, isolierten Gipsvorkommen als "Kämme" eines erodierten triassischen Gebietes; diese Gipse und die eingeschlossenen Kalke hätten der Erosion stärker widerstanden als die darüberliegenden Schiefertone. Die metasomatische Umwandlung soll alle Kalke von der Trias an aufwärts betroffen haben.

ANELLI (1935) hielt die Gipse für rein triassisch, eingeschaltet in die Trias-Kalke. Seiner Meinung nach bilden die Gipse heute das Zement einer großartigen *tektonischen Brekzie*. Eine Erklärung der Anhäufung der Gipse durch Diapirismus lehnte er ab.

BERTOLANI (1948) kehrte zur Theorie einer metasomatischen Entstehung aus Kalken zurück. Aus den Kalken soll sich zunächst Anhydrit und daraus dann Gips gebildet haben.

Nach AZZAROLI (1950), der eine metasomatische Herkunft ablehnt, sind die Gipse im Gebiet des Cerreto- und des Ospedalaccio-Passes diapirisch an großen Transversalstörungen aufgedrungen und dann sekundär durch die "argille scagliose" nach Norden in das Secchia-Tal verfrachtet worden. Dieser Meinung schlossen sich auch MERLA (1951) und SAGGINI (1965) an. 1955 hielt AZZAROLI die Gipsmassive im Secchia-Tal jedoch für zu groß, um sie von dem doch recht begrenzten Vorkommen am Cerreto-Paß herleiten zu können. Auch hier im Secchia-Tal sollen die Gipse wie am Cerreto-Paß an analogen, heute aber nicht mehr sichtbaren Bruchsystemen in den "argille scagliose" diapirisch aufgedrungen sein.

Nach KRAMPE (1964) gehören die Gipse nördlich der Hauptkette wie die meisten der sie umgebenden Gesteine autochthon in die Serie des M. Ventasso (= emilianische Modino-Cervarola-Einheit). Einzelne Gips-Vorkommen könnten aus den Toskaniden II stammen. Sie wären durch allochthone Schiefermassen (ligurische Buntschieferserie bzw. Kalk-Ton-Serie) passiv nach Norden verfrachtet worden. 1969 sieht KRAMPE die Gipse zwischen Sassalbo und Busana in einem z.T. noch erkennbaren bzw. rekonstruierbaren Zusammenhang mit der Schichtfolge der Toskaniden II, z.T. betrachtet er sie als losgelöste Körper in den tertiären Basisserien des "M.Modino-Komplexes", deren Ankunft als Olistholithe aus der toskanischen Einheit vor dem Oligozän geschehen sein muß.

NARDI (1965) bezog die Gipse von der Front der "falda toscana" und hielt sie für sedimentär eingeschlossen in die Serien der Modino-Cervarola-Einheit, und zwar in die Olisthostrome, die sich zwischen dem Sandstein der "schiocchi dell'Alpi" (= Cerreto-Sandstein) und dem Ventasso-Sandstein befinden.

BALDACCI, BRANDI et al. (1967) interpretierten alle Gipse nördlich und südlich der Wasserscheide als Olistholithe innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit und schlossen Diapirismus größeren Ausmaßes aus. BALDACCI, ELTER et al. (1967) beziehen die Gipse und Metamorphite am Cerreto-Paß von den Flanken der Schuppenzone von Massa. Diese Gesteine wären dann von den abgleitenden Olisthostrom-Vorläufern der Kalk-Ton-Einheit assimiliert und als Olistholithe an ihren heutigen Platz transportiert worden.

1.12_Vorkommen: Das Gipsmassiv des Secchia-Tales ist das größte zusammenhängende Vorkommen seiner Art im Nordapennin. Es erstreckt sich von der Einmündung des Torrente (T.) Lucola in die Secchia über etwa 13 km Länge bis in das Ozola-Tal südwestlich Piolo hinein. Es ist im Durchschnitt 1,5 km breit und in einer maximalen Mächtigkeit von 300 m angeschnitten. In der näheren Umgebung finden sich viele kleinere, isolierte Gipsvorkommen. Die kleinsten dieser Vorkommen können als vom großen Massiv losgerissene und jetzt wie "Olistolithe" in den umgebenden Tonschiefern schwimmende Gipsfetzen betrachtet werden. Bevorzugt finden sich die Gipse auf großen, tiefreichenden Störungsflächen und auf Grenzflächen zwischen tektonischen Einheiten angeordnet.

Die Gipse heben sich wegen ihres Waldbewuchses gut gegen die unbewaldete Umgebung der meist schiefrigen Serien ab.

1.13 Lithologischer Charakter: Es handelt sich vorwiegend um einen fein- bis mittelkörnigen, dunklen, massigen Gips. Eine etwas feinkörnigere weiße Variante tritt demgegenüber zurück. Hiermit wechseln sehr unregelmäßige Lagen oder Zonen von dunklem massigen, meist gröber kristallinem Anhydrit ab. Die dunkle Farbe rührt von den reichlichen Beimengungen diffus verteilten Bitumens her. Eine gelegentliche gelbe Färbung wird durch Schwefel hervorgerufen, der wahrscheinlich durch Reduktionsvorgänge entstanden ist. Die Gipskriställchen und die bituminösen Beimengungen sind z.T. lagig angeordnet, dadurch entsteht ein p l a t t i g e s G e f ü g e (streifiges Aussehen der Oberfläche). Parallel dazu können maximal 10 cm breite, durch Fe-Oxyde rotbraun, sonst dunkelgrau gefärbte Tonlagen auftreten. Diese Farbänderung ist im ausgeprägten Maße nur im Oberflächen-Bereich zu finden, d.h. sie ist eine Folge rezenter Verwitterung. Häufig findet man im Gips stark brekziierte dunkle, bituminöse, stark sandige (- quarzitische), dolomitische Kalke. Diese z.T. mylonitisierten Gesteine erinnern an die obersten Kalk- und Dolomitgesteine der Trias in den Toskaniden II (Rät-Kalke und -Dolomite; GÜNTHER, 1966; Kap. 1.3).

Ebenfalls in Form kleiner isolierter Brocken auftretende brekziöse Rauchwacken und Zellendolomite (Kap. 1.2) sind meist von einer gebänderte, einige cm dicken Aragonit- bzw. Kalksinterkruste mit einer nierenförmigen Oberfläche überzogen. Dieser Kalksinter tritt nur im Oberflächenbereich des Gipses auf, ist also an zirkulierende Wässer gebunden.

Sekundär aus dem Silikatanteil des Gipses entstanden sind die nicht sehr häufigen idiomorphen Quarze (Rauchquarze).

Boudinageerscheinungen und Spitzfalten charakterisieren die starke Durchbewegung der Gipse.

Infolge des geringen Widerstandes gegenüber der Verwitterung sind die Gipse an vielen Stellen von tiefreichenden, schmalen, scharfkantigen Erosionsrinnen durchzogen.

1.14_Mikrofazis: Im Schliff erweist sich der Gips als ziemlich homogen.

Schliff 298/67 (ca. 1 km NE Villa/Sologno am Weg): das Gestein besteht aus überwiegend rechteckigen oder gerundeten, manchmal auch unregelmäßig zerlappten Gipskristallen mit schönen Spaltflächen. Sie liegen in einer feinfaserigen karbonatischen Matrix und sind im Durchschnitt 0,4 mm, maximal 1,3 mm groß.

Schliff 300/67 (ebendort) zeigt sehr feinfaserige, oft büschelartig angeordnete Gipskristalle (Mikrolithe). Darin finden sich gelegentlich größere (? neugebildete) Kristalle.

1.15_Fossilien und Alter: Bisher haben die Gipse der toskanischen Serien an keiner Stelle Fossilien geliefert. Da aber eine sehr enge genetische Verwandtschaft zwischen den Gipsen des Secchia-Tales und dem "calcare cavernoso" der Toskaniden II besteht - worauf auch die im Gips mitgeführten Zellendolomite und Rauchwacken hinweisen - kann auf ein Nor-Alter geschlossen werden.

1.16_Mächtigkeit: Die aufgeschlossene, sekundäre Mächtigkeit im Secchia-Tal beträgt maximal 300 m. Da sich die Gipse aber sehr wahrscheinlich nach der Tiefe zu fortsetzen, dürfte der tatsächliche Wert weitaus höher liegen (400 - 500 m; Prof. 3, 4 und 5).

1.2 Rauchwacken und Zellendolomite

Derartige Gesteine stecken meist als einzelne Brocken im Gips und sind Reste des "calcare cavernoso", mit dem zusammen der Gips und Anhydrit in der Obertrias im toskanischen Faziesbereich abgelagert wurde.

1.21_Entstehung: Für die poröse Struktur dieser Gesteine werden Lösungsvorgänge verantwortlich gemacht (besonders eine Auflösung von Gips und Salz), z.T. schon während der Sedimentation, meist jedoch erst bei der rezenten Verwitterung (BRÜCKNER, 1941).

Primär soll eine Wechsellagerung von Dolomit und Anhydrit vorgelegen haben. Durch Wasseraufnahme verwandelte sich der Anhydrit in Gips. Bei der dadurch bewirkten Volumenzunahme entstanden Risse im Dolomit, die mit Gips ausgefüllt wurden. Durch zirkulierende Wässer wurde das Ca-Sulfat ausgelaugt, durch Kalzit ersetzt und außerdem der Dolomit zersetzt. Dadurch entstanden Hohlräume, zurück blieb das Kalzitnetzwerk. Tektonische Ursachen können nach BRÜCKNER für die Entstehung der Rauchwacken verantwortlich gemacht werden.

Die Struktur der Rauchwacken und Zellendolomite ist also ein vollkommenes Abbild der umgewandelten Dolomit-Gips-Gesteine.

1.22_Vorkommen: Lediglich in den isolierten Gipsvorkommen östlich Primaore und südlich Casale befinden sich größere Areale von Rauchwacken und Zellendolomiten. Sonst stecken sie nur in Form kleiner Brocken und Fetzen im Gips (z.B. nördlich des M.Regnolo).

1.23_Lithologischer Charakter: Die hier beschriebenen Gesteine liegen nur in Brekzienform vor. Die brekziöse Struktur ist auf tektonische Zertrümmerung der Gesteine beim diapirischen Aufstieg der Gipse zurückzuführen.

Bis zu 5 cm große Bruchstücke poröser, gelblich-bräunlicher Rauchwacken und Zellendolomite sind durch braungefärbten Kalzit bzw. durch eine braungefärbte, Fe-haltige, kalkig-dolomitische Matrix mit relativ wenig Silikat- und Tonanteilen verbacken. An der Oberfläche zerbröckeln diese Gesteine leicht zu einem feinen Pulver.

1.24_Mikrofazies:

Schliff 297/67 (ca. 1 km NE Villa/Sologno am Weg): Die Brekzie besteht aus feinkristallinem, mit Bitumen und Erz durchsetzten Kalzit, großen Kalzitkristallen (die z.T. herausbrechen), sowie marmorisierten Kalken, die in einer bräunlichen, z.T. bituminösen, kalzitisch-dolomitischen, härteren Grundmasse stecken. Diese Grundmasse enthält nicht relativ viel Quarz (unregelmäßige Kornform, selten Hexaeder-Grundflächenform), etwas Feldspat, viel Erz (meist in Limonit umgewandelter Pyrit), Kalzitrhomboeder. An Gesteinsbröckchen können auch Serizit-schiefer, Sandkalke, Tone und Quarzite (?) auftreten. Offenbar sind auch noch die über dem calcare cavernoso liegenden Gesteine des Rät in dieser Brekzie verarbeitet.

1.25_Fossilien_und_Alter: Auch diese Gesteine haben keine Fossilien geliefert. Sie sind aber zweifellos Reste des norischen Calcare cavernoso (TREVISAN, 1955; GÜNTHER, 1966). Daher kann für die hier beschriebenen Gesteine das gleiche Alter angenommen werden.

1.26_Mächtigkeit: Angaben über die primären Mächtigkeiten dieser Gesteine können nicht gemacht werden, da sie nur als isolierte, kleine Fetzen und Brocken in dem Gips liegen und tektonisch sehr stark durchbewegt sind.

1.3 Dolomitische Kalke

Die hier beschriebenen Gesteine gehören ebenfalls zu den von den Gipsen mitgeführten Gesteinskomplexen der Obertrias.

Im Nor - vielleicht schon im Karn beginnend - setzte all-gemein im toskanischen Ablagerungsraum eine Flachwasser-fazies (Dolomite) mit Evaporiterscheinungen (Anhydrit) ein. Dieser folgte im Rät eine Sedimentation tieferen Wassers mit Dolomiten und Kalken, aber immer noch in einem abge-schnürten, schlecht durchlüfteten Sedimentationsraum (hoher Bitumengehalt und dunkle Farbe der Gesteine).

1.31_Vorkommen: Wie die brekziösen Rauchwacken und Zellendolomite liegen die dolomitischen Kalke meist nur als kleine Fetzen und Brocken in den Gipsen. An einigen Stellen jedoch finden sich größere Areale dieser Gesteine, wo auch der ehemalige Schicht-verband noch einigermaßen erhalten geblieben ist, so z.B. im NE von Villa/Sologno.

1.32_Lithologischer Charakter: Es handelt sich um feingebankte, dunkelgraue bis blaugraue, bituminöse, dolomitische Kalke und Sandkalke. Meist ist die Schichtung wegen der überaus starken Zerklüftung und tektonischen Zertrümmerung beim Gipsaufstieg kaum noch erkennbar. Wo sie aber noch erhalten ist, läßt sich meist eine saigere Lagerung dieser Gesteine beobachten, z.B. im NE von Villa/Sologno. Derartige Gesteinspakete bestehen nur aus wenigen, maximal 20 - 30 cm mächtigen Bänken, die oft leicht verbogen sind.

Stellenweise sind diese dolomitischen Kalke sehr eng mit den Rauchwacken und Zellendolomiten verbunden. Beide Gesteinstypen können sogar ineinander übergehen, d.h. randlich können die Kalke aus Rauchwacken bestehen, was die enge genetische Beziehung zwischen beiden Gesteinstypen unterstreicht.

Meist liegen die dolomitischen Kalke nur als kleine, eckige Bruchstücke und in Form von Gesteinsmehl (Mylonit) vor, die mit dem Gips vermischt sind.

1.33_Mikrofazies: Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Gesteine als sehr feinkörnige (mikritische), dunkle, sandige Kalke bzw. als leicht metamorphe (marmorisierte) oolithische Kalke.

Schliff 303/67 (ca. 1 km NE Villa/Sologno am Weg): sehr feinkörniger (mikritischer), dunkler, sandiger Kalk (siltiger Mikrit; Intramikrit); Neben den Kalkspat- und Dolomitrhombodern ist der hohe Quarzgehalt auffallend. Gelegentlich kommt auch Feldspat vor. Die kleinen Muskowittäfelchen zeigen eine leichte inregelung. Der Kalk ist sehr stark mit Erz (Pyrit?) durchstäubt. Die dunkle

Farbe rührt von ganz fein in der Grundmasse verteiltem Bitumen her. Größe der Dolomit- und Kalkspatrhomboeder und der Quarze: 0.03 - 0.04 mm.
Schliff 301/67 (ca. 1 km NE Villa/Sologno am Weg): leicht metamorpher (marmorisierter) oolithischer Kalk. Die gerundeten bis ovalen "Ooide" bestehen aus einem feinkörnigen (mikritischen) Kalk. Der konzentrische Aufbau der Ooide ist meist nicht mehr erkennbar. Auch die Kerne sind nur noch selten zu sehen. Die Randzonen der bis zu 0,4 mm großen Ooide bestehen aus neu kristallisiertem, grobspätigem Kalzit.

Diese sandigen, dolomitischen Kalke sind zweifellos den von GÜNTHER (1966) als Rät-Sandkalke beschriebenen Gesteinen zuzuordnen. Oolithische Kalke können - nach mündl. Mitt. von K. GÜNTHER - gelegentlich im Grenzbereich Rät-Lias auftreten. Die leichte Metamorphose ist sicher durch tektonische Vorgänge, wie dem diapirischen Aufstieg der Gipse, in die die Gesteine eingeschlossen sind, hervorgerufen worden.

1.34 Fossilien und Alter: Da die sandigen dolomitischen Kalke eindeutig mit den Sandkalken des Rät parallelisiert werden können, ist das Alter dieser Serien festgelegt.

1.35 Mächtigkeit: Nur stellenweise stehen die Gesteine in den Gipsen als Schichtpakete bis zu 10 m Mächtigkeit an. Sonst liegen sie nur in Form kleiner Brocken und isolierter Fetzen vor.

1.4 Serie vom Molino del Rosto

Die hierin zusammengefaßten Gesteine können als Zeugen des tieferen Untergrundes betrachtet werden, die von den Gipsen bei ihrem Aufstieg hochgeschleppt wurden; denn sie sind stets von den Gipsen umhüllt bzw. eng mit ihnen verbunden.

Da keine normalstratigraphischen Kontakte mit anderen bekannten Serien vorliegen, können auch über den ursprünglichen Ablagerungsraum dieser Gesteine nur Vermutungen angestellt werden. Im folgenden werden sie als Basisserien des Cerreto-Sandsteins angesehen (s. Kap. 1.47 u. 1.5).

1.41 Historischer Überblick: Die Bezeichnung "Mergel vom Molino del Rosto" wurde von KRAMPE (1964) eingeführt. Der Begriff wird hier in "Serie vom Molino del Rosto" erweitert. KRAMPE parallelisierte diese Gesteine mit den Hangendmergeln des "Ventasso-Sandsteins" (= Modino-Sandstein).

1.42_Vorkommen: Gesteine dieser Serie treten in einem größeren Areal am rechten Ufer der Secchia, ca. 1,4 km WNW Castellaro auf (Typlokalität Molino del Rosto). Drei kleinere, isolierte Vorkommen befinden sich am Berg 1004 m (ca. 270 m NW des M.Regnolo), dann 250 - 300 m W des M.Regnolo und N von Primaore. Alle Vorkommen sind stets an die Gipse gebunden.

1.43_Lithologischer Charakter: Es herrschen drei lithologische Typen vor: 1. kalkig-sandige, harte Mergel mit Kalken, 2. Nummulitenbrekzien und 3. massige Sandsteine.

1.431_kalkig-mergeliger Typ: Es handelt sich um bräunlich-grünliche, gefleckte, harte (d.h. kieselige), kalkig-sandige, leicht metamorphe Mergel, in die bis zu 15 cm mächtige, grünlich-graue, z.T. gradierte leicht sandige Kalke und Kalksandsteine eingeschaltet sein können. Die Mergel und Kalke sind infolge starker Verkieselung sehr hart, haben einen splittrigen Bruch und verwittern z.T. stengelig. Die Schichtung ist durch die Schieferung bereits zum großen Teil verwischt.

Nur an der Typlokalität finden sich bis zu 3 m mächtige Zonen roter geschieferter Mergel in Wechsellagerung mit den grünlich-bräunlichen. Diese Ausbildung erinnert - zusammen mit den weiter unten beschriebenen Nummulitenbrekzien - sehr stark an den oberen Teil der Scaglia rossa mit den Rovaggio-Mergeln an der Basis des Macigno. Dies war auch der Anlaß, diese Gesteine zu den toskanischen Serien zu stellen (Kap. 1.47).

1.432_Nummulitenbrekzie: In den kalkigen Mergeln und Kalken finden sich an der Typlokalität südöstlich vom Molino del Rosto und östlich von Primaore 5 - 10 cm mächtige F o s s i l s c h u t t b r e k z i e n. Diese grau-braun angewitterten, meist stark boudinierten Nummulitenbrekzien ähneln den Fossilschuttbrekzien in der oberen Scaglia rossa und in den Rovaggio-Mergeln, die dort jedoch wesentlich mächtiger sind.

Die Nummulitenbrekzie und die Scaglia rossa-ähnliche Wechsellagerung wurden von KRAMPE (1964), der die Typlokalität im SE vom Molino del Rosto in seine Untersuchungen einbezog, nicht beschrieben. Daher vermutete er in diesen Gesteinen irrtümlicherweise die Hangendmergel des "Ventasso-Sandsteins" (= Modino-Sandstein).

1.433 Die Sandsteine: Östlich von Primaore sind mit den kalkigen, geschieferten Mergeln massige, ungeschichtete Sandsteine vergesellschaftet, ohne daß aber normalstratigraphische Kontakte vorliegen, was auch bei der starken tektonischen Zerrüttung - bedingt durch den diapirischen Aufstieg der Gipse - nicht zu erwarten ist.

Die dunkelgrauen Sandsteine erscheinen relativ grob und, wie die Mergel, leicht metamorph (d.h. geschiefert). Eine Schichtung ist wegen der sehr starken Klüftung und der Schieferung nicht zu erkennen. Östlich und nördlich Primaore steht dieser Sandstein in 2 isolierten Vorkommen von ca. 4 - 5 m Mächtigkeit an. Gradierung und Unterflächenstrukturen wurden nicht beobachtet. Trotz der nicht sehr stark ausgeprägten bzw. fehlenden Flyschmerkmale handelt es sich hier sicher um einen sog. "Turbidit", d.h. um eine Ablagerung aus Suspensionsströmen. Auch die oben beschriebenen Fossilschuttbrekzien sind Ergebnisse derartiger Sedimentationsbedingungen.

Der hier auftretende Sandstein kann als unvollständig entwickelter Turbidit bezeichnet werden. Der mächtige, ungeschichtete, relativ grobe Sandstein läßt an einen "Fluxoturbidit" denken, d.h. an einen Sedimentationsmechanismus, bei dem die Erscheinungsformen der "Turbidity currents" (Trübströme) vermischt sind mit Gleithänomenen (DZULYNSKI, 1959).

In dem Sandstein fallen 30 - 40 cm mächtige und bis zu 1 m lange Linsen dunkelgrauer bis schwarzer, kieseliger, plattiger (d.h. stark geschieferter), ziemlich horizontbeständiger, fossilführender Kalke und Schiefer auf.

In dem Vorkommen östlich von Primaore treten auch Nummuliten-führende Fossilschuttbrekzien in Form kleiner Linsen auf. Da hier außerdem in direkter Nachbarschaft die bräunlich-grünen Mergel vom Scaglia rossa-Typ zu finden sind, ist damit die Zugehörigkeit dieses Sandsteins zur Serie vom Molino del Rostò erwiesen.

Offensichtlich füllt der Sandstein kleine Depressionen im Ablagerungsraum der pelagischen kalkigen Mergel und Kalke aus, in die aus dem Flachwasserbereich bzw. von der Küstenzone her kommende turbulente Suspensionströme größere Mengen klastischen Materials einschwemmten. Man kann also derartige Sandsteine durchaus als Vorläufer des Cerreto-Sandsteins (oder des Macigno) ansehen; denn die reine Flyschfazies setzte sich bald darauf durch.

Ein ähnlicher Sandstein, der dem hier lithologisch und in seiner stratigraphischen Stellung stark ähnelt, wurde bereits von HEYMANN (1968) unter dem Namen "Sandstein von Piastrela" aus dem Lima-Tal beschrieben.

1.44 Mikrofazies: Die harten kalkigen Mergel und Kalke können nach der Klassifikation von FOLK (1962) für Karbonatgesteine, die für sämtliche Karbonatgesteine in der vorliegenden Arbeit benutzt wird, als s i l t i g e B i o m i k r i t e angesprochen werden.

Schliffe 40/68, 101/68, 18/68 (alle von der Typlokalität, SE vom Molino del Rosto).
In einer feinkörnigen (mikritischen), kalkigen, z.T. verkieselten Grundmasse finden sich als allothigene Komponenten vor allem Quarz (bis zu 0,07 mm groß), etwas Feldspat (meist Orthoklas, weniger Plagioklas), Muskowit, Serizit, Kalzit, Dolomit (!), Erz (Pyrit), nicht auflösbare kohlige Partikelchen (Bitumen). In schlierenförmigen Partien ist der Kalk manchmal stärker verkieselt (Hornstein?). Der z.T. reiche Fossilinhalt (großporige Tertiärglobigerinen; Globorotalien vom acuta- u. aequa-Typ; Rotaliden; Radiolarien; ?O.-Paläozän - U.-Eozän) ist meist stark deformiert. Das Bitumen und der Quarz sind meist in schmalen Lagen angereichert, die Serizitschüppchen eingeregelt. Die Metamorphose des Gesteins ist nur sehr schwach, eine Schieferung hat aber bereits eingesetzt.

Die Nummulitenbrekzien sind als B i o s p a r r u d i t e zu bezeichnen, die Sandsteine als l i t h i s c h e G r a u - w a c k e n (die Klassifikation der Sandsteine und Kalksandsteine der vorliegenden Arbeit folgt der von PETTIJOHN, 1957).

Schliff 41/68 (ca. 150 m nördlich Primaore)

Gestein: lithische Grauwacke

Grundmasse: kakig-detritisch oder feiner Gesteinsdetritus.

Mineralbestand: vorwiegend Quarz (oft undulös auslöschend u. kataklastisch); rel. viel Feldspat (stärker zersetzter Kalifeldspat überwiegt den meist frischen Plagioklas; etwas Perthit u. Mikroklin; Plagioklas z.T. mit sigmoidal verbogenen Zwillinglamellen); viel Glimmer: Biotit (oft gebleicht u. chloritisiert), Muskowit, Serizit; Chlorit (z.T. zu Pennin umgewandelt); an Akzessorien sind zu nennen: Apatit, Rutil, Calcit (meist neugebildet); Erz (idiomorphe Pyritkristalle), Bitumen.

Gesteinsreste: Glimmerschiefer, Quarzit, Marmor, Hornstein, Mikrite, Diabas und ?Tuff- oder Lapillireste.

Korngröße: max. 1,26 mm, im Durchschnitt 0,2 - 0,3 mm.

Gefüge: größere Mineralkörner liegen regellos verstreut in einem feineren Gesteinsschutt; das Gestein ist tektonisch stark beansprucht (zerbrochene Quarze, verbogene Zwillinglamellen der Feldspäte); eine Schieferung ist kaum zu erkennen; schlecht sortiert und klassiert.

Bei den im Sandstein eingeschalteten harten, leicht metamorphen (geschiefert), sandigen Kalken handelt es sich um **Bio-intrasparite**.

1.45 Mächtigkeit: Wegen der sehr starken Zerschörung und Faltung läßt sich die Mächtigkeit der Mergel an der Typlokalität im SE vom Molino del Rosto nur sehr schwer abschätzen. Maximal dürfte sie 150 - 200 m betragen (Profil 1). KRAMPE (1964) rechnet mit 70 - 90 m. Der Sandstein nördlich und östlich Primaore steht in einer Mächtigkeit von 4 - 5 m an.

1.46 Fossilien und Alter: Die kalkigen Mergel und Kalke führen eine pelagische Alttertiär-Fauna mit nicht näher bestimmbareren Globigerinen und Globorotalien (?O.-Paläozän - U.-Eozän). Die organogenen Fossilschuttbrekzien sind etwas jünger. Ihre Fauna mit Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Miliolliden, Globigerinen und Globorotalien (Truncorotalien) vom crassata-Typ weist auf M. - Eozän hin (Schliffe 103/68 u. 106/68; Abb. 3).

Selbst wenn man die ausgedehnten Umlagerungsprozesse berücksichtigt, kann man das Alter dieser Serie generell mit Eozän (Mitteleozän) angeben. Damit entsprechen diese Gesteine völlig der (eozänen) oberen Scaglia rossa mit ihren Nummulitenbrekzien.

1.47 Die stratigraphische Stellung der Serie vom Molino del Rosto
Bei der Beurteilung, welcher Schichtfolge diese Serie anzuschließen sei, mußten folgende gleichaltrigen Horizonte berücksichtigt werden:

1. die Basisserien des Macigno, 2. die (unbekannten) Basisserien des Cerreto-Sandsteins, 3. die Basisserien des Modino-Sandsteins, 4. die ligurische Kalk-Ton-Serie und 5. die Piano-Mergel des Molasse-Komplexes. Die letzten beiden Möglichkeiten konnten von vornherein wegen des völlig anderen lithologischen Aufbaus ausgeschlossen werden. Gegen die 3. Möglichkeit sprach - bei sonst ähnlicher lithologischer Ausbildung (rote und grünlich-bräunliche Mergel und Schiefer) - das Auftreten der Nummulitenbrekzien, die in den Modino-Basisserien (Fiumalbo-Schiefer, Marmoreto-Mergel) der Modino-Cervarola-Einheit bisher noch nirgends beschrieben wurden. Es blieben also nur die ersten beiden Möglichkeiten zur Auswahl. Die hier beschriebene Schichtfolge ist praktisch mit der von HEYMANN (1968) im Lima-Tal untersuchten Abfolge an der Basis des Macigno identisch (Scaglia rossa mit Nummulitenbrekzie,

Sandstein von Piastrela). Über die Basisserien des Cerreto-Sandsteins, die an keiner Stelle unter dem Cerréto-Sandstein auftauchen, können nur Vermutungen angestellt werden. Da der Cerreto-Sandstein als "küstennahe" Fazies des Macigno (s. Kap. 1.510) diesem sehr ähnlich sieht, sind auch zwischen den Basisserien dieser beiden Sandsteintypen große Ähnlichkeiten zu erwarten. Geringfügige fazielle Differenzierungen sind aber - wie auch bei den Sandsteinen selbst - durchaus möglich. Wegen der leichten Metamorphose der Serie vom Molino del Rosto kann kein direkter Vergleich mit den Basisserien des Macigno vorgenommen werden. Bei der diapirischen Wanderung der Evaporite auf Unstetigkeitsflächen aus den mesozoischen Kernen der Toskaniden II südlich der Hauptkette bis hierher in das Secchia-Tal sind sehr wahrscheinlich kleinere Schichtpakete der über den Gipsen liegenden Serien losgerissen, in die Salinargesteine eingewickelt und mitgeschleppt worden. Da dabei die Evaporite auch den unter dem Macigno gelegenen Cerreto-Sandstein und dessen Basisserien passierten, könnte es sich bei der Serie vom Molino del Rosto um die bisher noch unbekannten Basisserien des Cerreto-Sandsteins handeln. Bei den Basisserien des Macigno wäre zu erwarten, daß sie - bei dem längeren Transport in den Gipsen (der Macigno liegt weiter im S) - viel stärker tektonisch zerrüttet worden wären.

1.5 Der Cerreto-Sandstein (CeS)

Das Problem der tektonischen und stratigraphischen Stellung des CeS tauchte erstmals auf, als man begann, die Sandsteine der Hauptkette und die nördlich davon gelegenen genauer zu gliedern, verschiedenen tektonischen Einheiten zuzuordnen und nicht - wie bisher - einheitlich als "Macigno" zu bezeichnen. Über die Beziehungen dieses Komplexes zu ähnlichen Sandsteinserien der näheren Umgebung herrscht bisher aber noch weitgehende Unklarheit und die einzelnen Auffassungen weichen in diesem Punkt stark voneinander ab.

1.51 Historischer Überblick: Der Name "Cerreto-Sandstein" wurde von KRAMPE (1964) in die Literatur eingeführt. Er trennte ihn vom Macigno ab und vermutete in ihm ein den Toskaniden I entsprechendes selbständiges tektonisches, autochthones Element. In seiner tektonischen Stellung verglich er ihn mit dem "Sandstein von Pracchiola". 1969 stellte er den CeS mehr in die Nähe der Toskaniden II-Schichtfolge.

Alle früheren Autoren (ZACCAGNA, 1898; SACCO, 1891/92; AZZAROLI, 1950 u. 1955) schlossen diesen Sandsteinkomplex stratigraphisch und tektonisch an den toskanischen Macigno der Hauptkette an. BALDACCI, BRANDI et al. (1967) ("arenarie degli Schiocchi"), BALDACCI, ELTER et al. (1967), BALDACCI & NARDI (1965) sowie NARDI (1965) bezeichneten ihn als "Modino-Sandstein" der Modino-Cervarola-Einheit, die von diesen Autoren aber als Teil der "serie toscana" s.l. betrachtet wird.

1.52_Vorkommen: Der CeS erstreckt sich in Form eines langgezogenen, leicht NE-vergenten Sattels über ca. 15 km vom Secchia-Tal bei Cerreto dell'Alpi bis zum Rio Grande im NE des M.Cusna.

Die typischsten Aufschlüsse dieser Serie im untersuchten Gebiet befinden sich in den Tälern des Rio Grande und des Rio dei Bibbi nordöstlich des M.Cusna. Der Komplex tritt hier in zwei, durch eine große NNE-SSW streichende Störung voneinander getrennten Vorkommen, auf.

1.53_Lithologischer Charakter: Ebenso wie beim Macigno (vgl. Kap. 1.62) handelt es sich hier um eine monotone, rhythmische Abfolge sehr schnell sedimentierter F l y s c h - G r a u w a c k e n mit allen sedimentologischen Internstrukturen von T u r b i d i t e n , entstanden aus turbulenten Suspensionströmen ('turbidity currents', KUENEN & MIGLIORINI, 1950): ausgezeichnetes geopetales Gefüge ('graded bedding'), 'convolute lamination', Belastungs- (load-casts) und Erosionsmarken (flute- und groove-casts) sowie Weide-, Fraß- und Kriechspuren auf den Bankunterseiten. Die Grädierung ist allerdings nur in den weniger mächtigen Bänken deutlich ausgeprägt. Die Strömungsmarken weisen konstant auf einen Materialtransport von NW bis N nach SE bis S hin.

Der mittel-, seltener grobkörnige, nur vereinzelt feinkonglomeratische Sandstein zeigt im frischen Bruch eine graugrüne, im angewitterten Zustand eine mehr bräunliche Farbe. Im Vergleich zu den Macigno-Grauwacken fällt der geringere Glimmergehalt auf.

Die Bankmächtigkeit der Sandsteinstraten schwankt i.a. zwischen 0,5 - 2 m, selten werden bis zu 5 m erreicht. Meist gehen die Sandsteine in siltig-sandige, glimmerreiche, dunkle, 10 - 30 cm, max. 50 cm mächtige Mergel und Schiefer über. Während in horizontaler Richtung die Bankmächtigkeiten i.a. konstant bleiben, unterliegen sie in der Vertikalen - bedingt durch die erosive Tätigkeit der Trübströme - gewissen Schwankungen.

Der Übergang von der gröbsten Fraktion an der Basis der Sandsteinbänke bis zur feinkörnigsten im mergeligen Dach vollzieht sich wesentlich gleichmäßiger als bei den Macigno-Grauwacken. Der Anteil der feinkörnigen Fraktion am Gesamtaufbau einer einzelnen Bank ist hier wesentlich höher als bei den Macigno-Straten, wo 70-80% einer Bank aus der groben bis mittelgroben Fraktion bestehen. Damit im Zusammenhang steht eine viel häufigere Lamination (convolute lamination, selten cross lamination) in den hangenden, feinkörnigen Bankpartien als im Macigno. Diese internen Verfaltungen können bis zu "überkippten" Strukturen führen, die nach oben zu fast diskordant von den folgenden Interstraten abgeschnitten werden. Der Anteil der Mergel- und Schieferzwischenlagen an der Gesamtmächtigkeit der CeS ist deutlich höher als beim Macigno, wodurch der CeS insgesamt mergeliger als der Macigno erscheint.

Eine auffallende Unterbrechung der monotonen Abfolge sind dunkle harte, bis zu 30 cm mächtige Kieselkalke (im Tal des Rio Grande SE 'le Borelle'), bis zu 2 m mächtige massige, unregelmäßige, kargadierte, grobe Sandsteine (Fluxoturbidite nach der

Definition von DZULYNSKI et al., 1959; Kap. 1.55) sowie Zonen dünnbankiger Laminite (feinkörnige, stark laminierte Kalksandsteine). Der hangende Teil des CeS ist stark gestört und durch weitgehende Zergleitung einzelner Horizonte während der Sedimentation ('slumping structures') gekennzeichnet, wodurch der normale Schichtverband teils völlig aufgelöst, teils in wirre Falten gelegt wurde.

1.54 Mikrofazies: Der grobe CeS erweist sich u.d.M. vorwiegend als lithische Grauwacke; die feinkörnigeren Sandsteine tendieren dagegen mehr zu einer feldspatischen Grauwacke.

Schliffe 22/68 u. 23/68 (470 m E des M.Bagioletto im Bach)
Gestein: grobkörnige lithische Grauwacke (23/68 tendiert zu einer feldspatischen G. und ist i.a. feinkörniger).
Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus; vereinzelt kalkig-detritisch.

Mineralbestand: Quarz, reichlich Feldspat (stärker zersetzter Kalifeldspat überwiegt den meist frischen Plagioklas); weniger Glimmer: Biotit (z.T. chloritisiert u. gebleicht; mit Maghemit), Muskowit; Chlorit (z.T. zu Pennin umgewandelt; vereinzelt mit Rutileinlagerungen), er ist besonders in den Zwickeln zwischen den einzelnen Mineralkörnern oder in deren Umrandung angereichert; etwas Apatit, Rutil, Kalzit, Erz (Pyrit), ein Pyroxenrest.

Gesteinsreste: Hornstein, Quarzit, Glimmerschiefer, Gneis, Marmor, Granit, ?Granodiorit, Andesit, ?Tuffit.

Korngröße: max. 2,7 mm (im Schliff 23/68 7-8 mm), im Durchschnitt 0,6 mm (0,11-0,15 mm im Schliff 23/68).

Gefüge: richtungslos körnig, schlecht sortiert u. klassiert; der Schliff 23/68 zeigt ein stark durchbewegtes Gestein; in einer feinkörnigen, rel. gut klassierten Masse stecken größere Bröckchen einzelner Minerale bzw. Gesteinsreste.

1.55 Die "Konglomerate" im Cerreto-Sandstein:

Ein besonderes Charakteristikum, durch das sich der CeS grundsätzlich vom Macigno unterscheidet, sind mächtige konglomeratische Zonen in seinem Hangenden. Es handelt sich allerdings um keine echten Konglomerate. Denn die einzelnen Gerölle liegen weit verstreut, unsortiert und unklassiert (d.h. "puddingoid" geschüttet) in einer sandig-tonigen, dunkelgrauen bis fast schwarzen Matrix und nicht dicht gepackt wie in einem echten Konglomerat. Dieses "Konglomerat" ist als "p e b b l y - m u d s t o n e" anzusprechen, der nach SAMES (1965) als das Produkt eines "Pebbly-mud-stream" bzw. "Pebbly-mudlow" (Definition nach DOTTE, 1963) die Vorstufe zu einem gradierten Konglomerat, d.h. zu einem "turbidity current" darstellen soll.

Man kann sie auch als w e n i g e n t w i c k e l t e T u r b i d i t e definieren mit einem Sedimentationsmechanismus, der zu einem F l u x o t u r b i d i t führt (DZULYNSKI et al., 1959). Nach BOUMA (1962) nimmt ein Fluxoturbidit eine Mittelstellung zwischen einem Schlammfluß und einem turbulenten Trübstrom ein. WALKER (1967) schlägt vor, diesen genetischen Begriff durch die mehr beschreibende Bezeichnung "proximaler Turbidit" zu ersetzen.

Die "konglomeratischen" Gesteine treten in einer o b e r e n und u n t e r e n Zone auf, beide durch etwa 10 - 20 m Sandstein getrennt. Bei der max. 25 - 30 m mächtigen oberen Zone (Rio dei Bibbi) handelt es sich um einen durchgehenden Horizont. Er tritt bei Cerreto dell'Alpi (KRAMPE, 1964) ebenso auf wie im T.Ozola (BOHNE, 1966). Die Mächtigkeit bleibt ebenfalls konstant. Stellenweise ist diese Zone bis auf wenige Meter reduziert, sicher bedingt durch die Überschiebung der Modino-Cervarola-Einheit. Hiermit schließt der Cerreto-Sandstein ab. Weitere Sandsteinfolgen sind nicht mehr darüber abgelagert worden.

Wesentlich diskontinuierlicher ist die untere konglomeratische Zone ausgebildet. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 2 m und 10 m, selten erreicht sie 20 m. Es dürfte sich hierbei aber nicht um einen durchgehenden Horizont handeln wie bei der oberen Zone, sondern um sehr langgestreckte Linsen, die in einem tieferen oder höheren Niveau von anderen Linsen abgelöst werden. An den Enden können sich auch mehrere solcher Linsen ohne Sandsteinzwischenlagen überlappen, was z.B. die lokal größere Mächtigkeit erklären würde.

Die Gerölle sind meist gut gerundet, ihre Größe schwankt zwischen weniger als einem und 30 cm.

Die Komponenten bestehen hauptsächlich aus Metamorphiten und Sedimentgesteinen (mengenmäßig etwa gleich). Magmatite und Vulkanite treten nur untergeordnet auf. Unter den Sedimenten überwiegen Sandsteine, die denen des Cerreto-Sandsteins bzw. des Macigno sehr

ähnlich sehen. Sie stellen die größten (bis zu 30 cm Ø) und jüngsten Gerölle dar: lithische bis feldspatische Grauwacken, feinkörnige, globigerinenführende Kalksandsteine. Besonders auffallend sind fossilführende Biointramikrite und -intrasparite (graubraune Kalkarenite; s. Kap. 1.56), helle pelagische und dunkle, detritische fossilführende Kalke, pyrithaltige dunkelgraue bis schwarze und hellere graubraune Kieselkalke (z.T. oolithisch) und oolithische, braune Hornsteine. Sehr häufig sind gerundete Quarzgerölle verschiedenster Größe. Merkwürdigerweise fehlen Radiolarite.

1.56 Mikrofazies der "Konglomerate": Die Untersuchung der sedimentären Gerölle im Dünnschliff zeigt, daß Gesteine des Zeitraumes Trias/Jura, Jura/Kreide, der Kreide und des Tertiärs enthalten sind.

- a) Das älteste Gestein, ein feiner, dunkler Fossilkalk, gehört etwa dem Zeitraum Trias/Jura an, sieht äußerlich dem germanischen Muschelkalk sehr ähnlich und führt auch eine vergleichbare Fauna (Reste von Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermen; Radiolarien, ?Ostrakoden; Schliff 82h/68). Äquivalente Gesteine gibt es - von lokalen Vorkommen im Calcare massiccio der Toskaniden abgesehen - in den einzelnen Faziesbereichen des Nordapennins nicht.
- b) Dem Zeitraum Jura bis Kreide können fossilführende sandige Kieselkalke, detritische und pelagische, feine Kalke (Biomikrite) und verkieselte Biosparite zugeordnet werden. Die Fauna besteht aus Resten von Algen, Mollusken, Echinodermen und Brachiopoden, Radiolarien, Ostrakoden, Textularien, Nodosarien und Rotaliiden (Schliffe 82b, e, f/68; 28a/68).
- c) Kreide-Gesteine sind in Form von detritischen, organogenen, groben Kalken (Biosparite, Biosparrudite) sowie von oolithischen Kalken und Hornsteinen vertreten. Die Fauna besteht aus Resten von Mollusken, Bryozoen, Algen und Echinodermen, weiterhin aus Radiolarien, Ostrakoden, Calpionellen, Pithonellen, Milioliden, Textularien, Nodosariiden, Valvuliniden, Rotaliiden und Lageniden (Schliffe 82g/68, 126c, g, h/68). Schliff 126g/68 (oolithischer Hornstein) zeigt runde, ovale und unregelmäßig gerundete Ooide, die vom Rand her oft durch Pseudomorphosen von Quarz nach Calcit ersetzt sind (Quarz-Neubildungen). Stellenweise ist der Kalk total verkieselt. Hier lassen sich die Ooide nur noch anhand der reicheren und groberen Verkieselungen erkennen. Pyrit ist entweder fein verteilt oder tritt in Form von Schlieren oder Konkretionen auf bzw. füllt die Fossilhöhlräume aus. Die hier beschriebenen Gesteine können z.T. aus dem Mesozoikum der Toskanischen Serien bezogen werden.

- d) Die Gesteine des Tertiärs werden durch Sandsteine (Grauwacken) und Mergel, die wahrscheinlich aus dem CeS oder dem Macigno stammen, durch pelagische Kalke und vor allem durch fossilführende Kalkarenite (Nummuliten - k a l k e und - b r e k z i e n) repräsentiert. Die Fauna besteht aus folgenden Formen: bis zu 7,5 mm große Nummuliten (Abb. 4), u.a. Nummulites ataticus LEYM., Assilinen, Heterosteginen, Glomalveolinen, Alveolinen vom Flosculina-Typ, Discocyclinen, Orbitolites sp., Tertiär-globigerinen, Globorotalien (selten), Rotaliiden, ?Eoruper-tia sp., Textularien, Valvuliniden und Reste von Mollusken, Bryozoen, Anneliden, Algen und Echinodermen. Als allothigene Komponenten treten vor allem Quarz (0,3 mm, eckig), Glaukonit und gerundete Kalkbröckchen auf. Stellenweise ist Kie-selsäure in Form von "Hornsteinschlieren" oder in der Grundmasse angereichert. Die Nummuliten sind nur selten zerbrochen, d.h. es handelt sich um keine echten "Nummulitenbrekzien", sondern eher um "Nummulitenkalke", wie sie in den Basisserien des Macigno nicht vorkommen (Schliffe 82a, k, i, 1/68).
- Aus der Scaglia rossa können helle, pelagische Foraminiferen-kalke (Biomikrite) des M.-Eozäns stammen mit bis zu 0,4 mm großen Tertiärglobigerinen, Globorotalia (Truncorotalia) cf. velascoensis CUSHM., Globor. (Trunc.) cf. acutispira BOLLI & CITA, Gbor. (Trunc.) cf. aragonensis NUTT., Globor. (Turborotalia) cf. crassata CUSHM., Radiolarien und Resten von Hantkeninen (Schliff 72/68).
- Die organogenen Kalkarenite entstammen vorwiegend neriti-schen Serien; z.T. können sie aus der oberen Scaglia rossa bezogen werden.

Die Metamorphite sind vor allem vertreten durch grünliche und bräunliche Gneise (z.T. Augengneise), Glimmerschiefer (Quarz-phyllite), Quarzite und Kiesel-schiefer.

Als Magmatite treten tektonisch stark beanspruchte Aplitgranite, Alkalikalkgranite, Schriftgranite, Quarzdiorite und Granodiorite auf.

Ganz selten sind Vulkanite:

Schliff 126a/68 (W-Ende des Rio Candia)

Gestein: Andesit

Mineralbestand: saure, z.T. zonar gebaute, z.T. verzwilligte Plagioklase (vorwiegend Albit und Oligoklas), die meist schon sehr stark karbonatisiert sind; chloritisierte grünlich-braune Hornblende (von einem Hof aus mikrokristallinem Quarz umgeben); Chlorit; Erz; etwas Quarz (unregelmäßige Kornform).

Grundmasse: mikrokristallin, aus winzigem Quarz und Feldspat bestehend; z.T. chloritisch (grünlich).

1.57_Herkunft der Gerölle: Die "Konglomerate", die in dieser mächtigen Ausbildung nur im CeS vorkommen, sind ein sicheres Anzeichen dafür, daß innerhalb des toskanischen Ablagerungsraumes bzw. an der Grenze Toskanikum-Emilianikum teilweise eine oder mehrere

Kristallin-Schwellen bestanden haben müssen. Denn derartige konglomeratistische Zonen finden sich in der näheren Umgebung - wenn auch nur sehr schwach entwickelt - auch im Modino- und Cervarola-Sandstein, ja sogar im Macigno.

Viele der Sedimentkomponenten lassen sich aus den toskanischen Serien beziehen, die dem Macigno unterlagern (z.B. aus dem calcare selcifero, aus der Maiolica, aus der Scaglia rossa mit ihren Nummulitenbrekzien). Wahrscheinlich sind auch Teile des Macigno bzw. des Cerreto-Sandsteins hier als Gerölle vertreten (lithische Grauwacken). Das würde bedeuten, daß sich während der Sedimentation des oberen Teiles des Macigno bzw. des CeS im O.-Oligozän innerhalb des Ablagerungsraumes kleine Schwellen (mit bereits sedimentierten auflagernden Sandsteinen) herausgehoben haben und dann bis zum Kristallin hinab abgetragen worden sind, bei ständiger Hebung der Schwellen und Absenkung der umliegenden Depressionen. Zum größten Teil wird es sich aber um stetig in Hebung befindliche Inselkordillieren gehandelt haben, die von jeher vorwiegend aus Kristallin bestehende Schwellenzonen waren, auf denen nur wenig sedimentiert wurde und die zeitweilig über den Meeresspiegel hinausragten, d.h. zu verschiedenen Zeiten der Abtragung zum Opfer fielen. Denn die konglomeratistischen Zonen finden sich nicht nur im O.-Oligozän (Macigno, Cerreto- und Modino-Sandstein) sondern auch im U.-Miozän (Cervarola-Sandstein, Sandstein von Pracchiola). Nach dieser Auffassung dürfte der Transportweg nicht allzu lang gewesen sein.

1.58 Mächtigkeit des Cerreto-Sandsteins: Die Gesamtmächtigkeit des CeS ist nicht bekannt; da sein Liegendes nicht aufgeschlossen ist. Im Canyon des T.Ozola erreicht er seine maximale aufgeschlossene Mächtigkeit von 700 m.

1.59 Fossilien und Alter: Den einzigen Anhaltspunkt für das Alter des CeS geben fossilführende Mergelbrocken aus der obersten Konglomeratzone mit oligozänen Foraminiferenfaunen. Der CeS muß also etwas jünger als O.-Oligozän sein.

Probe 70/68 (ca. 400 m SW Peschiera am R.Grande) (Gestein: sandiger, glimmerreicher Mergel) zeigt wenig benthonische, vorwiegend planktonische Formen wie: *Globigerina tripartita tripartita* KOCH, *Globig. cf. yeguaensis* WEINZ. & APPLIN, *Globig. praebulloides praebulloides* BLOW, *Globig. officinalis* SUBBOT., *Globorotalia (Turborotalia) increbescens* (BANDY), *Globor. (Turbor.) opima nana* BOLLI.

Nach der Biozonengliederung von BLOW (1967) entspricht diese Fauna etwa dem Bereich der Zonen P.19 bis etwa N.3 (mittleres bis oberes Oligozän) (Abb. 63). Am wahrscheinlichsten ist der Bereich der Globigerina ampliapertura-Zone (N.1). Ob das Miozän erreicht wird (ab Zone N.4) erscheint fraglich, ist aber nicht auszuschließen. Dieses Alter entspricht ziemlich genau dem des Macigno (s. Kap. 1.66).

1.510 Die stratigraphische und tektonische Stellung des Cerreto-Sandsteins

Bis vor 5 Jahren noch wurde dieser Sandsteinkomplex stratigraphisch und tektonisch an den Macigno der Hauptkette angeschlossen, obwohl er weiter im W vom Macigno überschoben wird (Abb. 92).

BALDACCI, BRANDI et al. (1967), BALDACCI & NARDI (1967) und NARDI (1965) deuten den CeS als 'Modino-Sandstein'. Daß es sich hierbei keinesfalls um Modino-Sandstein handeln kann, sieht man sehr gut in den Aufschlüssen des Rio Candia, im SSE des M.Cisa. Im E steht der hier sehr stark gefaltete und gestörte Modino-Sandstein mit seinen Mergeln an der Basis an. Nach W zu wird der Schichtverband immer gestörter, eine Überschiebungsbahn deutet sich an. Schließlich legt sich hierauf zunächst mit einigen überkippten Bänken ein anderer Sandstein, der deutlich weniger laminiert, etwas grober, dickbankiger und grünlicher als der Modino-Sandstein erscheint. In den unteren Partien ist auch er noch sehr stark gestört. Nach oben (d.h. nach W) zu geht er in eine normale und relativ ruhige Lagerung über. Als Abschluß dieses Sandsteins treten konglomeratische Zonen auf. Sehr deutlich wird hier der Modino-Sandstein von einem anderen Sandstein (= Cerreto-Sandstein) tektonisch überlagert. Die Grenze zwischen beiden bildet eine sehr stark gestörte Zone, die man als Überschiebungsbahn deuten kann; der Cerreto-Sandstein hat seinerseits - während er von den Serien der Modino-Cervarola-Einheit überfahren worden ist - während seiner Faltung diese Einheit randlich um geringe Beträge überschoben.

KRAMPE (1964) sieht in dem CeS ein autochthones Element, das eventuell an die autochthonen Toskaniden I (d.h. an den Pseudomacigno) anzuschließen sei. Im Vergleich zu den umgebenden Gesteinen (Macigno und Modino-Cervarola-Einheit) nimmt dieser Sandstein tatsächlich eine mehr oder weniger autochthone Position ein, obwohl der CeS seinerseits die Gesteine der Modino-Cervarola-Einheit um einen geringen Betrag überschoben hat (Abb. 92). Weiterhin vergleicht KRAMPE dieses "autochthone" Element in seiner tektonischen Stellung mit der ebenfalls "autochthonen" Antiklinale des Pracchiola-Sandsteins (GOLDBERG, 1965).

Unverkennbar sind gewisse Ähnlichkeiten des CeS mit dem Macigno. Die Konglomerate, die dem Macigno in dieser mächtigen Ausbildung

fehlen, lassen aber eine direkte Parallelisierung zwischen Macigno und Cerreto-Sandstein nicht zu. Am ehesten läßt sich der CeS als eine k ü s t e n n a h e R a n d f a z i e s des M a c i g n o bezeichnen, einen deutlichen Hinweis darauf geben die Konglomerate (REUTTER, 1968; GÜNTHER & RENTZ, 1968).

In einer nördlichen Ausbuchtung des toskanischen Faziesraumes kann möglicherweise ein faziell etwas anders ausgebildeter "küstennaher Macigno", eben der Cerreto-Sandstein, abgelagert worden sein, vom eigentlichen Macignobecken sicher noch durch kleine untermeerische Schwellen getrennt. Es muß aber nicht unbedingt eine Ausbuchtung des toskanischen Faziesraumes (besonders des Macignobeckens) nach N vorgelegen haben. Denn an anderen Stellen kann der CeS von der großen Antiklinale des Macigno völlig verdeckt sein. Daß der CeS wie der Macigno eine große N- bis NE-vergente liegende Faltenstruktur bildet, spricht ebenfalls für seine Zugehörigkeit zu den Toskaniden II (s. auch KRAMPE, 1969).

1.6 Hauptkamm-Macigno

Trotz sehr guter Aufschlüsse und eingehender Untersuchungen herrscht auch heute noch in der Literatur Unstimmigkeit darüber, welche tertiären Flyschsandsteine im Nordapennin als toskanischer "Macigno" zu bezeichnen sind und welche nicht. Das liegt in der frappanten Ähnlichkeit der verschiedensten Flyschgrauwacken begründet. Denn gleiche Sedimentationsbedingungen schaffen bei ähnlicher Materialzufuhr stets lithofaziell gleiche Gesteine. Selbst Flyschsandsteine der Kreide können unter diesen Bedingungen den tertiären sehr ähnlich sehen. Eine wesentlich bessere Grundlage zur Unterscheidung der tertiären Grauwackenflysche bieten deren lithofaziell verschiedenartigen Unterlagen. Sie werden heute mehr und mehr zur Differenzierung der Sandsteinserien herangezogen.

Die rein pelagische Kalk-Mergel-Fazies der Scaglia rossa erfährt mit dem recht plötzlichen Einsetzen der Flyschsandsteine bzw. deren Basismergel im Mitteloligozän einen abrupten Wechsel, sieht man von gelegentlichen flyschartigen Vorläufern im oberen Teil der Scaglia rossa und in den Rovaggio-Mergeln ab (s. Kap. 1.53).

1.61 Historischer Überblick: Seit LOTTI (1894), ZACCAGNA (1898) und SACCO (1895) wurden die mächtigen Flyschsandsteine des Nordapennins allgemein als "Macigno" bezeichnet. Durch genauere paläontologische Untersuchungen und durch die Entwicklung differenzierter Vorstellungen vom tektonischen Bau dieses Gebirgstalles stellte sich in jüngerer Zeit heraus, daß hier altersmäßig völlig

verschiedene, bzw. verschiedenen tektonischen Einheiten angehörende Serien zusammengefaßt worden sind.

Zuerst versuchte SIGNORINI (1939, 1945) den Begriff "Macigno" genauer zu definieren und zu unterteilen: seinem dickbankigen "macigno tipo A" entspricht nach der heutigen tektonischen Konzeption der Macigno der "falda toscana" (Toskaniden II), seinem dünnbankigen "macigno tipo B" etwa der Bereich des Cervarola-Sandsteins und seinem mergeligen "macigno tipo C" die umbrische 'formazione marnoso arenacea'.

NARDI & TONGIORGI (1962) beschränkten schließlich die Bezeichnung "Macigno" ausschließlich auf die Flyschsandsteine der Toskaniden-Decke (Toskaniden II: 'falda toscana'). GÜNTHER (1966) führte für diese Sandsteine den auch hier benutzten Begriff "Hauptkamm-Macigno" ein, um eventuellen Verwechslungen mit anderen "Macigno-Typen" vorzubeugen.

1.62_Vorkommen: Diese Flyschsandsteine bilden eines der bedeutendsten Strukturelemente des Nordapennins. So wird die Hauptkette vom M.Orsaro im NW über 250 km Länge bis fast zum Lago di Bolsena im SE aus diesen mächtigen Sandsteinen aufgebaut, die eine liegende, NE-vergente Großfalte bilden. Sie wird allgemein als "Stirnfalte" der toskanischen Decke ('fronte della falda toscana') aufgefaßt.

Das Kartierungsgebiet umfaßt im SW ein ca. 7 km² großes Macigno-Areal im Bereich der Hauptkette. Die Morphologie innerhalb dieser Serie zeigt mit steilen Felswänden fast alpinen Charakter. Besonders typische Vorkommen sind der N-Hang des M.Prato und die Steilwand des Sprone di M.Prado (1955 m; Abb.5), an der mit fast saigerer Lagerung die Umbiegung der großen liegenden Falte zu erkennen ist.

1.63_Lithologischer Charakter: Wie beim Cerreto-Sandstein handelt es sich um eine monotone, rhythmische Abfolge schnell sedimentierter Flysch-Grauwacken.

Der hier anstehende Schichtkomplex stellt den hangenden Teil der ganzen Macigno-Abfolge dar. Er besteht hauptsächlich aus 2 - 4 m mächtigen Sandsteinbänken, die durch nur wenige cm mächtige Ton- und Mergelzwischenlagen getrennt sind. Nur selten erreichen diese Interstraten bis zu 20 cm Mächtigkeit (M.Cella). Im hier nicht aufgeschlossenen Liegenden ist der Anteil der Interstraten wesentlich höher. Dort sind auch die Sandsteinbänke deutlich geringmächtiger. Die Bankmächtigkeiten von Sandsteinstraten und Mergel-Interstraten verhalten sich also umgekehrt proportional. Dies gilt für alle Flyschsandsteine im Nordapennin.



Abb. 3 Eozäne Nummulitenbrekzie aus der 'Serie vom Molino del Rosto' an der Typlokalität (Secchia-Tal ca. 200 m ESE Molino del Rosto) mit *Nummulites* sp. und *Discocyclina* sp.
Schliff 106/68 Vergrößerung: 30 x

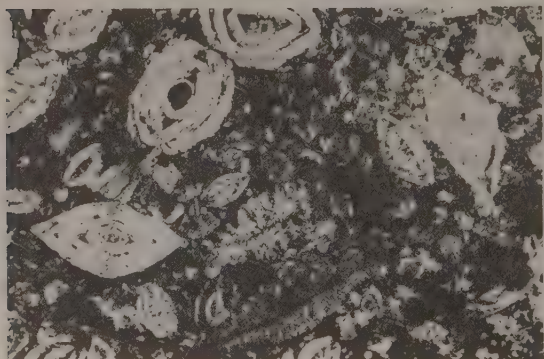


Abb. 4 Nummulitenkalk des M.-Eozäns (Lutet) aus der obersten Konglomeratzone des Cerreto-Sandsteins S des Fosso della Calcinara am topographischen Punkt 1294 m mit *Nummulites* sp. und *Discocyclina* sp.
Schliff 82 1/68 Vergrößerung: 12 x

Sehr auffallend sind bis zu 2 m mächtige konglomeratistische Lagen (M.Cella) in der Art eines "pebbly-mudstone": in einer dunklen, sandig-tonigen Matrix liegen 1 - 2 cm, max. 20 cm große gut gerundete Gerölle dunkler, feiner, albereseartiger Kalke, sandiger Mergel und Sandsteine, die mit dem umgebenden Macigno identisch sind. Horizontal und vertikal ist diese Zone starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen, stellenweise ist sie überhaupt nicht vorhanden. Im Prinzip ähnelt sie den Konglomeraten des CeS, die jedoch wesentlich mächtiger und vollständiger sind (Kap. 1.55 u. 1.56).

Eine weitere auffällige, weil seltene Komponente der Sandsteinfolge sind bis zu 15 cm mächtige feine, dunkle, fossilführende Kalke, die in sandigen Mergel übergehen. Offensichtlich hat es während der Macigno-Sedimentation längere Perioden mit relativ ruhigen Ablagerungsbedingungen gegeben.

Die mittel- bis grobkörnigen, an der Basis meist feinkonglomeratistischen, lokal schlecht zementierten Sandsteine erweisen sich durch ihre sedimentologischen Interstrukturen (Gradierung, organische und anorganische Unterflächenstrukturen; convolute lamination tritt hier seltener in Erscheinung als im Cerreto-Sandstein; Kap. 1.53) als Produkte von 'turbidity currents' (T u r b i d i t e). Laminierter, feinkörniger, dünnbankiger Kalksandsteine (L a m i n i t e) sind in größerer Zahl nur im Liegenden und Hangenden des Macigno entwickelt.

Der Übergang von der feinkonglomeratistischen Basis zum feinkörnigeren mittleren Teil erfolgt bei den mächtigen Bänken ganz allmählich, der vom mittleren Bereich zum feinkörnigen oberen Teil bis hin zu den Mergeln dagegen relativ plötzlich. Die dünneren Bänke zeigen eine gleichmäßigere Gradierung. Da der obere, feinkörnige Abschnitt der Bänke nur sehr geringmächtig ist bzw. oft fehlt, tritt auch 'convolute lamination' oder 'cross lamination' nur selten auf. Die mächtigen Bänke bestehen oft zu 70-80 % aus dem grob- bis mittelkörnigen unteren Niveau. Unter den häufigen Unterflächenstrukturen überwiegen die Erosionsmarken (flute- und groove-casts), aus denen sich eine konstante Strömungsrichtung von NW nach SE ableiten läßt (Kap. 2.17).

Im Liegenden und Hangenden geht der Macigno normalerweise in sandige Mergel über, die sich lithologisch völlig gleichen. Dies veranlaßte GÜNTHER (1966) zu der Annahme, daß die Macigno-Grauwacken lediglich eine Unterbrechung dieser Mergel-Normalsedimentation darstellen. Wie gezeigt wird, trifft dieses Phänomen in

noch stärkerem Maße für die gleichaltrigen Flysch-Grauwacken der Modino-Cervarola-Einheit zu (Kap. 2.12, 2.132, 2.14 u. 2.161).

Der Macigno grenzt mit tektonischem Kontakt gegen die Basisserien der Modino-Cervarola-Einheit. Von den italienischen Autoren wird dieser Kontakt für primär stratigraphisch gehalten (Kap. 2.118; Abb. 7).

1.64 Mikrofazies: U.d.M. erweisen sich die Sandsteine des Macigno überwiegend als lithische Grauwacken.

Schliffe 16/67, 17/67, 22/67 u. 23/67

Gestein: grobkörnige bis feinkonglomeratische lithische Grauwacke.

Mineralbestand: eckiger Quarz (oft stark kataklastisch und undulös auslöschend); saussuritisierte Orthoklas und meist frischer Plagioklas (z.T. zonar gebaut); etwas Perthit, Mikroklin; große Muskowittafeln; Biotit (teils chloritisiert, teils gebleicht; z.T. mit Rutilnadeln = 'Sagenit'); viel Chlorit (der dem Sandstein die leicht grünliche Farbe verleiht); Serpentin; Granat; Apatit; Epidot; Titanit; Kalzit; Erz.

Gesteinsreste: Mikrite (dunkle, tonige Kalke, Mergel und Schiefer), Intramikrite (feine, laminierte Kalksandsteine mit pyritisierten Globigerinen), Hornstein; Serpentin, Diabas; Gneis, Muskowit- und Epidotglimmerschiefer; Aplitgranit, Alkalikalkgranit, Granodiorit; Granitporphyre.

Grundmasse: die Intergranularräume sind von feinem Gesteinsdetritus erfüllt.

Gefüge: richtungslos körnig; unsortiert, unklassiert. In den feinkörnigeren Grauwacken sind die Glimmer eingelegt.

Korngröße: max. 1,9 mm, im Durchschnitt 0,45 mm.

Da der Feldspatanteil ebenfalls sehr hoch ist (etwa gleich dem Anteil an Gesteinsresten) handelt es sich hier offenbar um den Übergang von einer lithischen zu einer feldspatischen Grauwacke.

1.65 Mächtigkeit: Für den Bereich der Hauptkette kann nach GÜNTHER (1966) eine Mächtigkeit von ca. 2000 m angenommen werden. Die gleiche Mächtigkeit wurde auch von KRAMPE (1964) am Cerreto-Paß ermittelt. Von AZZAROLI (1955) wurde in diesem Teil der Hauptkette eine Mächtigkeit von 1500 m angegeben, wobei er aber annahm, daß hangende Teile des Macigno abgerutscht und im vorgelagerten Allochthon steckengeblieben sind.

1.66 Fossilien und Alter: Seit MIGLIORINI (1945), der unmittelbar an der Macigno-Basis Kalkarenite mit Lepidocyclinen fand, ist der Beginn der Macigno-Sedimentation mit dem Oligzän festgelegt (U.-Oligozän?). Nach neueren Untersuchungen (BORTOLOTTI & PIRINI, 1965)

soll der Macigno erst mit dem M.-Oligozän (-O.-Oligozän?) beginnen. Andere Autoren (ABBATE, 1966) lassen ihn ebenfalls erst mit dem O.-Oligozän einsetzen. Daher lag die Vermutung nahe, daß der Macigno bis in das Miozän hineinreicht. Allerdings ist die Abgrenzung nach oben wegen der schlecht erhaltenen und seltenen Mikrofaunen äußerst schwierig. Die in den vereinzelt auftretenden Dachmergeln (Mergel von Ponteccio; GÜNTHER, 1966) gefundenen, schlecht erhaltenen, sandschaligen Faunen weisen auf U.-Miozän hin (REUTTER, 1966).

Vereinzelt haben Kalke und Mergel eine - für den Macigno sehr seltene - planktonische Foraminiferenfauna geliefert, in der nach A. PAPP (Wien), der diese Proben freundlicherweise untersuchte, nichts gegen ein U n t e r m i o z ä n - A l t e r ('Aquitane') spricht.

Probe 20/67 (am M.Cella)

Benthos: Glomospira sp., Cyclammina sp., Bathysiphon sp., Vulvulina sp., Lagenella sp., Anomalina cf. flinti CUSHM., Anom. cf. alazanensis NUTT. var. spissiformis CUSHM. & STAINF., Pullenia sp., Nonion cf. soldanii (d'ORB.), Pleurostomella cf. incrassata HANTK., Stilostomella sp., Ellipsoidina ellipsoides SEG., Eponides praecinctus (KARRER), Cibicides floridanus (CUSHM.), Cibic. pseudoungerianus (CUSHM.).

Plankton: Globigerina cf. tripartita KOCH, Globig. ampliapertura BOLLI, Formen, die an Globigerinoides cf. quadrilobatus primordius BLOW & BANNER erinnern, Globorotalia (Turborotalia) opima opima BOLLI.

Nach der Gliederung von BLOW (1967) gehört diese Fauna in den Grenzbereich O l i g o z ä n - M i o z ä n (Zonen N.3 - N4; Abb. 63). Mit seinen hangenden Teilen erreicht der Macigno also mit Sicherheit das U.-Miozän. Damit erweist sich die von den italienischen Autoren postulierte stratigraphische Verbindung zwischen dem Macigno (d.h. der 'faldà toscana' s.l.) und der Modino-Cervarola-Einheit als falsch. Welche Konsequenzen sich daraus ergeben, wird in Kap. 2.118 diskutiert.

2. Stratigraphie der E M I L I A N I S C H E N S E R I E N

Mit dem Postulat eines "emilianischen" Ablagerungsraumes, der den ligurischen und toskanischen Faziesprovinzen ursprünglich im NE vorgelagert gewesen sein sollte, stellten REUTTER & SAMES (1964) eine völlig neue paläogeographische Ausgangsposition für den Nordapennin zur Diskussion.

Viele nördlich der Hauptkette gelegenen, ehemals als ligurisch bezeichneten Einheiten konnten jetzt diesem neuen Sedimentationsraum zugeordnet werden. Dadurch entfielen die bis dahin erforderlichen beträchtlichen Überschiebungsweiten der ligurischen Einheiten; denn für die neuen emilianischen Serien konnte eine teils parautochthone, teils allochthone mit relativ kleinen Überschiebungsbeträgen angenommen werden.

Als "allochthone Emilianiden" ist die Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit zu bezeichnen. In ihr wurden früher ausschließlich als ligurischen Ursprungs betrachtete Serien vereinigt. Sie sind in ihrer Verbreitung auf den NE-Rand des Apennins beschränkt. Die "parautochthonen Emilianiden" werden dagegen von der Modino-Cervarola-Einheit repräsentiert, die ebenfalls vorwiegend auf der NE-Flanke der Hauptwasserscheide auftritt.

2.1 Die M o d i n o - C e r v a r o l a - E i n h e i t (M C E)

Hierzu gehören Gesteinsserien, die bisher den toskanischen und ligurischen Einheiten zugeordnet wurden.

NARDI & TONGIORGI (1962) trennten erstmals die nördlich des Hauptkammes gelegenen Sandsteinkomplexe und die dazugehörigen Mergelserien als e i g e n e tektonische Einheit ('complesso del M.Modino-M.Cervarola') vom Macigno und damit von der 'falda toscana' ab, betrachteten sie aber weiterhin als ein Bestandteil der 'serie toscana' s.l.. Während die 'falda toscana' als allochthon angesehen wurde, galt dieser Komplex als "semiautochthon" (NARDI, 1965).

Besondere fazielle Gründe machten aber eine völlige Trennung dieser Einheit von den toskanischen Serien und die Einordnung in den emilianischen Faziesraum notwendig (REUTTER, 1966; Kap. 2.118). Die Gesteine der MCE schließen sich mit tektonischem Kontakt unmittelbar an den Macigno im NE an. In einer etwa 350 km langen, maximal 30 - 40 km, im untersuchten Gebiet nur ca. 18 km breiten

Zone ziehen sie vom Lago di Trasimeno über den Pratomagno, den M.Falterona, M.Cervarola, M.Cimone und den M.Cusan bis zum M.Ventasso hin und verschwinden hier unter allochthonen Serien. Gesteine, die sicher der MCE angehören, tauchen als tektonische Fenster bei Pracchiola (Prov. Parma; GOLDBERG, 1965) und bei Bobbio (Prov. Piacenza; SCHLÜTER, 1968) aus der allochthonen Bedeckung hervor. Südlich des Lago di Trasimeno wird die Einheit von den jungen Vulkaniten im Gebiet des Lago di Bolsena überdeckt (Abb. 2).

Der MCE gehören Sedimente an, die von der U.-Kreide bis in das "Aquitain"/"Burdigal" reichen mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 5000 - 6000 m. Der Flyschcharakter der Serien setzt mit dem Cenoman ein. Beherrscht wird die Abfolge von den mächtigen Flyschgrauwacken des Oligozän-Miozän. Im Einzelnen konnten folgende Schichtfolgen unterschieden werden:

1. Modino-Basisserien (Neokom-Oligozän); tonig-kalkige Fazies
2. Modino-Sandstein (Oligozän)
3. Pievepelago-Formation (Oligozän); tonig-schiefrige und mergelig-sandige Fazies
4. Cervarola-Sandstein (O.-Oligozän-U.-Miozän)
5. Sestola-Vidiciatico-Serie/Suviana Serie (U.-Miozän); tonig-schiefrige und mergelig-sandige Fazies.

2.11 Modino-Basisserien

Hierzu gehören tonig-mergelige oder kalkige, seltener sandige Serien des Zeitraumes U.-Kreide (Neokom) bis Oligozän in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 1500 - 2500 m.

Teils handelt es sich um eine kontinuierliche, teils um eine sehr stark gestörte Abfolge mit ausgedehnten Resedimentationserscheinungen (Kap. 2.117). Die Bedeutung dieser "kontinuierlichen Schichtfolge" für die Beurteilung der tektonischen und stratigraphischen Beziehungen zwischen dem Macigno und damit der 'falda toscana', und der "paraautochthonen" MCE wird im Kap. 2.118 erläutert.

Die Modino-Basisserien schließen sich im allgemeinen topographisch unmittelbar an den toskanischen Macigno an und begleiten ihn im Bereich des Hochapennins auf weite Strecken. Dort, wo sie vorhanden sind, ist es relativ einfach, den Macigno vom ähnlich aussehenden Modino-Sandstein zu trennen. Stellenweise fehlen jedoch die Basisserien und dann ist eine solche Trennung schon wesentlich schwieriger.

Von LOTTI & ZACCAGNA (1893) wurden die Gesteine der Modino-Basis als normales Hangendes der Macigno-Sedimentation betrachtet und in das Eozän gestellt. Später wurden die tonig-kalkigen Serien - ausgenommen die mit den Flyschsandsteinen direkt verbundenen Mergel - als Teile einer allochthonen ligurischen Gleitdecke angesehen. AZZAROLI (1955) verglich die Flyschgesteine im Raum zwischen 'il Passone' und Lama Lite mit dem "Flysch von Elba". ABBATE & BORTOLOTTI (1961) deuteten diese tonig-schiefrigen Schichtfolgen als normale sedimentäre Einschaltung im Macigno. Dieser Gedanke wurde von NARDI & TONGIORGI (1962) und von NARDI (1965) weiter ausgebaut. Große Teile der tonig-kalkigen Sedimente, die hier als ("emilianische") Modino-Basisserien zusammengefaßt sind, wurden jedoch weiterhin als Reste einer riesigen allochthonen ligurischen Gleitdecke aufgefaßt ('argille scagliose' und 'calcarei ad elmintoidi': u.a. SACCO, 1934; SIGNORINI, 1943; DAINELLI, 1951, 1955; AZZAROLI, 1955; LOSACCO, 1951; AMADESI, 1967). Nach Meinung der aufgeführten Autoren sollten die tonig-schiefrigen Gesteine als Produkte von Schlammströmen in Form von "intraformazionalen Franen" die Macigno-Sedimentation unterbrochen haben. Der Modino-Sandstein wäre demnach als sedimentäre Fortsetzung des Macigno nach Einschaltung derartiger "Olisthostrome" aufzufassen. Im untersuchten Gebiet konnte jedoch eine k o n t i n u i e r l i c h e, im wesentlichen nicht-olisthostromatische Schichtfolge von der U.-Kreide an festgestellt werden. Diese Serien sind also wesentlich älter als der Macigno und können daher nicht als Einschaltung im Macigno gewertet werden. Folglich müssen die Modino-Basisserien und alle mit ihnen stratigraphisch verbundenen Schichtfolgen - also auch der Modino-Sandsteine und dessen hangenden Serien - von der 'serie toscana' s.l. und somit tektonisch auch von der 'falda toscana' s.l. abgetrennt und einem eigenen, weiter im NE gelegenen 'emilianischen' Faziesraum zugeordnet werden (Kap. 2.118).

Innerhalb der Modino-Basisserien konnten folgende Schichtglieder unterschieden werden:

6. Olisthostromargille der Modino-Basisserien
5. Marmoreto-Mergel
4. Fiumalbo-Schiefer
3. Modino-Alberese
2. Modino-Buntschiefer und Ostia-Sandstein
1. Modino-Basisargille.

2.111 Modino-Basisargille (MBA)

2.1111 Vorkommen: Kleinere Areale von Basisargille gibt es nördlich von Lama Lite. Ein weitaus größeres Verbreitungsgebiet befindet sich nördlich des M.Cusna. Die im Gebiet von Primaore anstehenden Gesteine wurden ebenfalls dieser Serie zugeordnet, wobei hier aber nicht mit absoluter Sicherheit entschieden werden konnte, ob es sich ausnahmslos um Basisargille handelt oder um vorwiegend olisthostromatisches Material. Weitere Vorkommen der MBA finden sich im W jenseits der Secchia bzw. des T.Ozola.

KRAMPE (1964) bezeichnete sie als 'Ponte Biola-Schiefer', BOHNE (1966) als 'Rossendola-Schiefer'. In diesen Gebieten sind die MBA jedoch ausschließlich olisthostromatisch ausgebildet. Die sehr externe Lage dieser nördlichen Argille-Gebiete hat im Vergleich zu den Basisargille südlich des M.Cusna-Bergzuges tektonische Ursachen.

2.1112 Lithologischer Charakter: Die Basisargille bestehen hauptsächlich aus dunkelbraunen bis schwarzen, manchmal leicht grünlichen Tonschiefern. Ihr hoher Bitumen- und Pyritgehalt läßt an einen schlecht durchlüfteten pelagischen (?) Bildungsraum denken. Stellenweise steigt der Siltgehalt stark an (Übergang zu siltigen, schiefrigen Mergeln). Die Schiefer sind meist sehr fein zerschert, wobei die Schieferflächen häufig von feinsten Glimmerplättchen belegt sind. Darin eingeschaltet finden sich sehr stark zerrissene, boudinierte Bänke und Bankfetzen eines sehr feinen, leicht kieseligen, sehr harten, pelagischen Kalkes vom 'Palombino-Typ'.

Da in der ligurischen Fazies und in der emilianischen Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit derartige Kalke das Liegende der Tonschieferserie bilden (Maiolica), werden die Kalke in den Tonschiefern als umgelagerte Maiolica-Kalke betrachtet, zumal sie auch die gleiche Fauna führen können (s.u.).

Diese Kalke stellen im Gebiet von Primaore das einzige kompetente Material in den Basisargille dar; jüngere Gesteine als U.-Kreide treten hier nicht auf. Daher wurden die Schiefer den Basisargille zugeordnet, obwohl die gesamte Serie weiter im W typischen Olisthostromcharakter hat und wesentlich jünger ist (Eozän; KRAMPE, 1964; BOHNE, 1966). Charakteristische Elemente der MBA sind weiterhin grobe gradierte, organogene Kalkarenite des Apt/Alb sowie ophiolithische Gesteine in Form von gemischten Sediment-Ophiolith-

Brekzien und selteneren Diabasbrekzien. Der Sedimentanteil dieser Brekzien besteht aus Palombinokalken und Radiolariten, der Ophiolithanteil aus Serpentin, vereinzelt auch aus Diabas. Die meist eckigen Brocken schwimmen in einem feinen Serpentintragrus.

2.1113 Mikrofazies: Die hellen, pelagischen Kalke erweisen sich u.d.M. als Mikrit und Biomikrit. Nur selten treten bräunlich-grünliche, feine laminierte Kalksandsteine auf (Intramikrit, feldspatische Grauwacken).

2.1114 Mächtigkeit: Bei Lama Lite stehen nur ca. 30 - 40 m an. Im Gebiet von Primaore erreichen sie eine Mächtigkeit von mindestens 300 m und im Gebiet des M.Bagioletto muß mit einer noch größeren Mächtigkeit gerechnet werden (mehr als 500 m?). Diese kann jedoch durch eine intensive Schuppentektonik vorgetäuscht werden. Außerdem können die größeren Argille-Areale möglicherweise ausgedehnte resedimentierte Teile (Olisthostromargille) einschließen, die jetzt aber als solche nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen sind.

2.1115 Fossilien und Alter: Die dunklen Tonschiefer erwiesen sich stets als steril. Lediglich die feinen, hellen Kalke vom Palombi Typ haben eine spärliche Fauna mit Radiolarien und Tintinniden (Calpionellen) geliefert, die denen in ähnlichen Kalken der Cantiere-Basisargille (Kap. 2.223) und der ligurischen Argille scagliose vergleichbar sind. Somit kann auch für die MBA ein neokomes Alter angenommen werden.

Eine reichere Fauna des Apt / Alb führen z.T. die groben Kalkarenite, die petrographisch als Biointrasparrudite anzusprechen sind:

Schliff 595/65 (umgelagerter Kalkarenit in den Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille, ca. 550 ESE Strinati; vgl. Kap. 2.152).

Fauna: Radiolarien (z.T. pyritisiert), Calpionellen (umgelagert), Valvuliniden, Textularien, Milioliden, Reste von Mollusken, Echinodermen und Algen (u.a. ?Melobesia s

2.112 Modino-Buntschiefer

Mit dem Namen "Buntschieferserie" wurden von REUTTER (1961) rote und grüne cenomane Tonschiefer des ligurischen Faziesraumes bezeichnet (vgl. Kap. 3.31). Später stellte sich heraus, daß analo

Gesteine auch in der emilianischen Faziesprovinz auftreten können (vgl. Kap. 2.224).

Von den meisten italienischen Bearbeitern sowie auf den italienischen geologischen Karten wurden diese Gesteine jedoch nicht von den umgebenden Tonschieferserien ("Argille scagliose" = MBA) abgetrennt (Kap. 2.111).

2.1121_Vorkommen: Die Buntschiefer gehen stratigraphisch aus den Basisargille hervor, die Kontakte sind jedoch oft verwischt und tektonisch überprägt.

Das weitaus größte Vorkommen liegt im Gebiet des M.Contessa, im NE des M.Cusna, hier bereits weitgehend aus dem Schichtverband gerissen. Nördlich Lama Lite befinden sich die Buntschiefer in einem noch relativ ungestörten Schichtverband.

Die Kontakte zum Modino-Alberese im Hangenden sind nur nördlich Lama Lite aufgeschlossen. Dieser primär normalstratigraphische Kontakt ist hier zum großen Teil tektonisch überprägt.

2.1122_Lithologischer Charakter: Lithologisch ähneln die Buntschiefer noch stark den Basisargille: feinschuppige Schiefertone in wechselnden Farben (weinrot, violett, blauschwarz, olivgrün). Typisch für die Buntschieferfazies ist ein hoher Mangangehalt in Form von Manganoxiden, die den Schiefern die blauschwarze Farbe verleihen. Dieser Mangangehalt manifestiert sich auch in eingeschalteten schweren, blauschwarz angewitterten, dunkelgrauen, feinen Kalken. Stellenweise können die Schiefertone vermergeln, wobei auch der Sandgehalt etwas zunimmt.

Als kompetentes Material führen die Schiefer helle, feinkörnige Kalke vom Palombino-Typ und sedimentäre Ophiolithbrekzien, ähnlich denen in den Modino-Basisargille. Hinzu kommen gröbere, leicht sandige, weichere, grünliche, fossilführende Kalke und Mergelkalke, albereseartige, hellgraue Kalke, Kalkmergel sowie feine, glimmerreiche, grünliche, teils laminierte, teils gradierete, albereseartige Kalksandsteine und Sandsteine mit (meist organischen) Unterflächenstrukturen. Sie gehen in sandige, grau-grüne Mergel über und sind als Einschaltungen von Ostia-Sandstein aufzufassen (s. Kap. 2.113). Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 5 - 10 cm, maximal beträgt sie 30 cm. Sie treten bevorzugt im Hangenden der Serie am Kontakt zum überlagernden Modino-Alberese auf, wo der Schichtverband der Buntschiefer oft noch einigermaßen intakt

ist. Alle anderen kompetenten Gesteine kommen dagegen nur in Form von eckigen Brocken in den Schiefern vor. Dieses Phänomen ist als eine Folge starker Resedimentationserscheinungen im Cenoman aufzufassen.

Die parallel zur Schichtung eingelagerten linsenförmigen sedimentären Ophiolithbrekzien unterscheiden sich von denen der Basisargille dadurch, daß ihr Sedimentanteil nicht nur aus den feinen Kalken vom Palombino-Typ und Radiolariten besteht, sondern auch aus etwas gröberen, fossilführenden, hellgrauen, detritischen Kalken des Alb/Cenoman. Diese Brekzien, der Radiolarienreichtum sowie der hohe Mangan-gehalt der Buntschiefer deuten auf einen intensiven sub-marinen Vulkanismus im Cenoman hin.

2.1123_Mikrofazies: Die feinen, grauen bis rötlichen, detritischen Kalke erweisen sich u.d.M. als *Biointramikrite*.

Die groben gemischten Sediment-Ophiolithbrekzien sind als *olymitische Psammite* anzusprechen.

Schliff 199/67 (350 - 400 m NNW Lama Lite)

Grundmasse: grobspätiger, chemischer Calcit.

Mineralbestand: Überwiegend Kalzit; sehr viel Chlorit, z.T. als Pennin (häufig wird der Chlorit randlich vom Kalzit ersetzt), z.T. ehemals Pyroxen (?); Serpentin; vereinzelt etwas Quarz; viel Erz (Pyrit, Hämatit).

Gesteinsreste: Überwiegend Diabas; Serpentin; Marmor; umkristallisierte Kalke; dunkle Mikrite (tonige Kalke, Mergel).

Korngröße: max. 1,4 cm; im Durchschnitt 1 - 4 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, unsortiert, unklassiert.

2.1124_Mächtigkeit: Wegen der nicht sehr deutlichen, z.T. tektonisch überprägten Kontakte im Liegenden und Hangenden und wegen der intensiven Fältelung der Schiefer ist nur eine grobe Schätzung der Mächtigkeit möglich. Nördlich Lama Lite sind es höchstens 100 m, im Bereich des M.Contessa kann mit 150 - 200 m gerechnet werden. Hier kann die Mächtigkeit aber sekundär durch tektonische Bewegungen vergrößert worden sein (vgl. Kap. 2.1114).

2.1125_Fossilien_und_Alter: Die Faunen in den Dünnschliffen und Schlammproben belegen ein *O. - Alb - bis Cenoman - Alter*.

Die Dünnschliffe zeigen eine Fauna bestehend aus Radiolarien, Schwammnadeln, Nodosarien, Heterohelix sp., *Ticinella* cf. *roberti* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ) (Schliffe 247/67; 239/67; 198/67). Schlammprobe 91/68 (aus einem umgelagerten Buntschieferetzen an der Bachgabelung Torr. Guadarolo - Torr. della Freddana, südlich Piolo) erbrachte eine Fauna mit Nodosarien, *Gyroidinoides* sp., *Anomalina* sp.,

Anomalina lorneiana d'ORB., Globigerinellen, Ticinella roberti (GANDOLFI), Rotalipora appenninica (RENZ), Globigerina cf. aspera EHRENBURG.

2.113 Ostia-Sandstein (OS)

Im Bereich des M.Contessa sind die Buntschiefer in einer sandigen Fazies ausgebildet, die hier in Anlehnung an eine analoge Faziesentwicklung innerhalb der ligurischen Buntschieferserie als "Ostia-Sandstein" bezeichnet wird. Dieser Name, der zunächst nur für den ligurischen Bereich galt, hat sich wie der Terminus "Buntschieferserie" als Faziesbegriff erwiesen.

2.1131 Lithologischer Charakter: Es handelt sich um eine Wechselagerung feinkörniger, bräunlich-grünlicher bis leicht violett angewitterter, gradierter Sandsteine, mit ebensolchen sandigen, grünlichen Mergeln. Die einzelnen Bänke erreichen nur eine Mächtigkeit von ca. 30 cm. Östlich des M.Contessa gehen die Sandsteine lateral in ungeschichtete, grau-braune, sandige Mergel über.

Die Sandsteine zeigen typischen Flyschcharakter (Gradierung; Unterflächenmarken meist organischen Ursprungs). Mit dem O.-Alb setzt also plötzlich eine Flyschsedimentation ein und löst die bis dahin eugeosynklinale Fazies der U.-Kreide (Basisargille) ab.

2.1132 Mikrofazies: Die Sandsteine können als f e l d s p a t i s c h e G r a u w a c k e n angesprochen werden.

Schliff 77/68 (100 - 200 m NE des M.Contessa)

Bindemittel: feinfilzig, kalkig-detritisch, z.T. stark chloritisch.

Mineralbestand: Quarz, sehr viel Feldspat (fast immer stark saussuritisiert oder karbonatisiert; mehr Orthoklas als Plagioklas); reichlich Muskowit, meist völlig chloritisierter Biotit; etwas Glaukonit; viel Chlorit; Erz; Bitumen.

Korngröße: max. 0,15 mm, im Schnitt 0,05 mm.

Struktur: Glimmer und längliche Erzpartikelchen sind eingeordnet; Klassierung und Sortierung ist gut.

Fauna: einzelne Exemplare von Nodosarien und Heterohelix sp.

2.1133 Mächtigkeit: Die Kontakte zu den Buntschiefern sind nicht aufgeschlossen. Es kann nur eine Mindestmächtigkeit von etwa 30 m angegeben werden.

2.1134 Fossilien und Alter: Brauchbare Faunen haben die Sandsteine und Mergel nicht geliefert. Da sie aber ein laterales Äquivalent des oberen Teiles der Buntschiefer sind, ist ein Cenoman-Alter dieser Serie gesichert.

2.114 Modino-Alberese (MA)

Ursprünglich wurden im Nordapennin mit dem Namen 'Alberese' dicke, helle Calpionellenkalke bezeichnet. Heute versteht man unter diesem Faziesbegriff eine Wechselfolge kalkig-mergeliger Flysch-sedimente. Man kann diese Fazies mit den Zementmergeln und dem Helminthoiden-Flysch im alpinen Bereich vergleichen.

Um einer Verwechslung mit anderen lithologisch gleichartigen Alberesetypen vorzubeugen, wurde diese Serie in Übereinstimmung mit REUTTER (1966) Modino-Alberese genannt.

2.1141 Vorkommen: Ein ca. 1 km² großes Areal Modino-Alberese befindet sich NE Lama Lite. Kleinere Reste ("Gleitbretter") gibt es im NW davon (Rifugio Battisti). Im Gebiet N des M.Cusna und in den Modino-Basisserien NE des M.Cisa sind Alberesegesteine nur in Form isolierter Brocken, Bankfetzen oder kleinerer Schichtpakete erhalten.

Dem MA sehr ähnliche Alberese-Gesteine finden sich als verschieden große Reste in den höheren Olisthostromargille. Besonders die Pievepelago-Argille (Kap. 2.131) enthalten beträchtliche Mengen dieses Materials. Die meisten dieser Reste, wenn nicht sogar alle, können einwandfrei als umgelagerter Modino-Alberese identifiziert werden.

2.1142 Lithologischer Charakter: Es handelt sich um eine dünnbankige Wechselfolge von Kalksandsteinen, Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und Schieferen (Abb. 6):

- bis zu 0,5 m mächtige dunkelgraue bis bräunliche, harte, z.T. leicht kieselige (der Kieselsäuregehalt wechselt oft lagenweise, was ein streifiges Aussehen hervorruft), gradierte Kalke mit einem splittrigen Bruch und einem vereinzelt hohen Glaukonitgehalt.
- bis zu 1,2 m mächtige hell angewitterte, im frischen Bruch dunkelgraue Kalkmergel, die aus diesen Kalken hervorgehen.
- 20 - 40 cm mächtige dunkle, weichere, mergelige, nicht gradierte Kalke ohne Streifen.
- 0,5 - 0,8 m mächtige dunkle, siltige, muschelig brechende Kalkmergel und Mergel, die sich aus diesen Kalken entwickeln.

- 10 - 20 cm mächtige graugrüne, feinkörnige, gradierte Kalksandsteine und Kalkarenite mit fossilen Lebensspuren sowie Belastungs- und Erosionsmarken auf den Unterflächen.
- 3 - 8 cm mächtige siltig-sandige, glimmerreiche, bräunliche, an Pyritkonkretionen reiche, z.T. schiefrige Mergel, die aus den Kalksandsteinen hervorgehen.
- bis zu 5 cm mächtige feine, graugrüne, pelagische Kalke, die in die Alberese-Fazies nicht hineinpassen (? Perioden ruhiger Sedimentation).

Die Kalkmergel und Mergel zeigen auf ihren Schichtunterseiten häufig die für derartige Kalk-Mergel-Flysch charakteristischen Weidespuren: vor allem Helminthoidea labyrinthica HEER, Chondrites intricatus HEER, Chondrites sp. und Fukoiden. Das massenhafte Auftreten der Helminthoideen hat zur Bezeichnung "flysch ad Elmintoidi" geführt. Da solche Spuren auch im Tertiär-Alberese der ligurischen Kalk-Ton-Einheit sowie in allen anderen Alberesegesteinen vorkommen, hat die noch von ELTER, GIANNINI et al. (1961) vorgenommene Einteilung in "flysch ad Elmintoidi" (O.-Kreide) und "alberese" keinerlei biostratonomischen Wert.

Bemerkenswert ist eine ca. 8 cm mächtige grünliche, gradierte Brekzie, die sehr viel Ophiolithmaterial führt (s. Kap. 2.1143, Schliff 208/67). Dies kann als ein Hinweis auf einen lokalen und wohl relativ schwachen oberkretazischen Ophiolith-Vulkanismus gewertet werden.

Die Serie ist meist intensiv gefaltet und stellenweise, besonders in den Aufschlüssen im NW von Lama Lite, sehr stark boudiniert. Nördlich der Bergkette des M.Cusna liegen die Alberesegesteine nur noch in Form einzelner Boudins bzw. kleinerer, stark zerrissener Schichtfetzen vor.

Von der Lithologie her ähnelt der MA den mächtigen ligurischen Oberkreide-Flyschen (Antola-, Orocco-Caio-Alberese; s. Kap. 3.33) sowie z.T. dem emilianischen Cantiere- und Cassio-Alberese. Er ist aber deutlich dünnbankiger ausgebildet.

2.1143 Mikrofazies: Die feinkörnigen Kalksandsteine und Sandsteine des Alberese erweisen sich u.d.M. als f e l d s p a t i - s c h e G r a u w a c k e n (Schliff 206/67).

Bei der grünlichen ("ophiolithischen") Brekzie handelt es sich um einen p o l y g e n e n P s a m m i t .

Schliff 208/67 (ca. 500 m ESE Lama Lite, am Berg 1772 m)
Bindemittel: grobspätiger (sparitischer) chemischer Kalzit,
z.T. auch chloritischer Zement.

T A F E L I



Abb. 5 Macigno am 'Sprone di M. Prado' (1955 m).
Saigere Lagerung (Faltenumbiegung).



Abb. 6
Modino-Alberese im
Bachanriß ca. 400 m
NE Lama Lite.

Mineralbestand: Überwiegend Chlorit (oft von einem Kalzit-saum umgeben bzw. randlich durch Kalzit allmählich verdrängt; z.T. als Pennin vorliegend; häufig mit Erz); etwas Quarz, stark zersetzter Kalifeldspat, frischer Plagioklas; Muskowit, Serpentin, Pyroxen, Kalzit, Erz (Pyrit, Hämatit).

Gesteinsreste: dunkle Mikrite (tonige Kalke; Mergel und Schiefer; Kieselkalke, Hornstein mit bereits teilweise auskristallisiertem Quarz und Feldspat), Serpentinite, Intramikrite (feine Kalksandsteine, sandige Kalke); ein Granitrest.

Korngröße: Gesteinsreste max. bis 4,6 mm, im Durchschnitt 1,1 mm; Quarz max. 0,55 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, unsortiert, unklassiert.

2.1144 Mächtigkeit: Nordöstlich Lama Lite schwankt sie zwischen 100 und 120 m. Nordwestlich davon sind es nur ca. 50 m.

2.1145 Fossilien und Alter: Die Dünnschliffe und Schlämmpben lieferten keine Faunen; Chondriten, Helminthoideen-Kreichspuren sowie viele lithologische Ähnlichkeiten mit anderen fossilführenden Alberese-Typen der O.-Kreide/Paläozän (gestreifte, dolomit- und glaukonitführende Kalke) lassen auch für den MA zumindest ein O. - K r e i d e - Alter als gesichert erscheinen.

Umgelagerte Alberesegesteine in den höheren Olisthostromargille führen teilweise eine Paläozän-Fauna (Kap. 2.1343, 2.13441 u. 2.1535). Vermutlich reicht auch der MA bis in das Paläozän.

2.115 Fiumalbo-Schiefer (Fis)

KRAMPE (1964) trennte die charakteristischen Schiefer unter den Basismergeln des Modino-Sandsteins erstmals als selbständige Serie ab ("rote Marmoreto-Mergel"). REUTTER (1966) belegte diesen Horizont mit dem Namen "Fiumalbo-Rotschiefer".

Von den älteren Autoren, die die Flyschsandsteine des Nordapennins noch nicht unterteilten, wurden die Schiefer nicht von den 'argille scagliose' bzw. von den Basismergeln des hangenden 'Macigno' (= Modino-Sandstein) abgetrennt. Ihrer lithologischen Ähnlichkeit wegen wurden sie sogar mit der toskanischen Scaglia rossa gleichgesetzt. Nach der Aufstellung der 'Modino-Cervarola-Einheit' durch NARDI & TONGIORGI (1962) war eine solche Parallelisierung nicht mehr möglich.

Die Fiumalbo-Schiefer des Untersuchungsgebietes wurden von den italienischen Geologen folgendermaßen interpretiert:

- 'scisti policromi' (LOSACCO, 1953; AZZAROLI, 1955 u.a.)
- 'argille varicolori' bzw. 'Scisti varicolori' (NARDI & TONGIORGI, 1962; DALLAN, 1962; NARDI, 1964); Oligozän (fP₁).
- 'bunte Tone mit Ophiolithbrekzien' (FAZZINI, 1966), von den hangenden Mergeln hier bereits abgetrennt.

- 'formazione di Pievepelago' (fP₂) für die umgelagerten FiS im Gebiet zwischen Vallorsara und Riccovolto (NARDI, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966).
- 'marne di S.Polo' für die FiS des gleichen Gebietes (MARCUCCI, 1967).

2.1151_Vorkommen: Die typischsten Aufschlüsse im untersuchten Gebiet befinden sich im Gebiet von Segheria dell'Abetina Reale, in der Paßregion ('il Passone') zwischen dem Cusna-Bergzug und der Hauptkette, sowie nördlich des M.Cusna und zwischen dem M.Cisa und dem M.Prampa.

2.1152_Lithologischer Charakter: Diese Serie besteht aus einer Wechsellagerung von weinroten, violetten, vor allem aber blaugrauen und grünlichen, harten, oft stark siltigen und sehr fein zerscherten Tonschiefern und schiefrigen Mergeln mit gelegentlich eingeschalteten fein- bis mittelkörnigen, 20 - 40 cm, max. 1,5 m mächtigen, grünlichen bis bräunlichen, meist stark gefalteten oder boundinierten, sandigen Kalken und Mergelkalken. Seltener treten grobe, grünliche Sandsteine in Erscheinung. Die blaugrauen und grünen Tonschiefer zeichnen sich weiterhin durch 1 - 5 cm, max. 20 cm mächtige, feine, laminierte, meist intensiv gefältete Kalksandsteine mit organischen Unterflächenstrukturen aus.

Zum Hangenden hin vermergeln die Schiefertone, der Kalkgehalt nimmt zu. Der Übergang zu den Marmoreto-Mergeln ist kontinuierlich, eine scharfe Grenze besteht nicht.

Eine charakteristische lithologische Komponente der FiS stellen die Grobsandlagen und die sedimentären, gemischten Sediment-Ophiolith-Brekzien in Form von Bänken oder Linsen dar. Ihre Mächtigkeit schwankt von 2,5 - 3 m (Pietravolta; Segheria dell'Abetina Reale) bis zu wenigen cm; meist liegt sie zwischen 0,5 - 1 m. Die mächtigen Bänke erscheinen grob und ungradiert; die dünnbankigen Brekzien zeigen dagegen eine sehr gute Gradierung und gehen oft in grünliche "Ophiolithsandsteine" ("Ophiolith-Arenite") und diese in grüne, sandige Mergel und Schiefer über (N Pietravolta).

In den Brekzien überwiegt das Sedimentmaterial (helle, feine, z.T. umkristallisierte, pelagische Kalke vom Palombino-Typ, Radiolarite, kieselige und tonige, dunkle, detritische Kalke sowie feine Sandsteine). Die ophiolithische Komponente besteht fast ausschließlich aus Serpentin, nur vereinzelt tritt Diabas und Ophikalzit auf. Die bis auf die Serpentine und Radiolarite

eckigen Bestandteile liegen in einem feinen, grünlichen Serpentinrus. Ihre Größe schwankt von 5 cm (Radiolarite und Serpentine) bis zu 20 cm (Kalke und Sandsteine). In den fein- bis grobkörnigen ophiolithischen Sandsteinen tritt der Ophiolith-Anteil gegenüber dem Sedimentanteil noch mehr zurück.

Das Eozän, wie das Cenoman eine Periode großer tektonischer Unruhe im Nordapennin, war durch einen ausgedehnten Ophiolith-Vulkanismus charakterisiert, worauf neben den Brekzien auch der hohe Kieselsäuregehalt und Radiolarien-Reichtum der roten Schiefer hinweisen (vgl. Kap. 2.1122). Die eozänen Ophiolithbrekzien unterscheiden sich von den älteren durch ihr breiteres Spektrum an Sedimentmaterial (eozäne Kalke, REUTTER, 1966; Alberese-Gesteine; Cenoman-Kalke; Kalke vom Palombino-Typ; Radiolarite). Es müssen also im Nordapennin drei lithologisch ähnliche, aber altersmäßig verschiedene Typen von Ophiolithbrekzien unterschieden werden.

2.1153 Mikrofazies: Die Sandsteine und Kalksandsteine sind als feldspatische bis lithische Grauwacken anzusprechen (Schliff 225/67), die Kalke als teils sandige, teils leicht kieselige Biomikrite bzw. Biointramikrite (Kap. 2.1155).

Bei den groben sedimentären Ophiolithbrekzien handelt es sich um "p o l y m i k t e P s a m m i t e".

Schliff 244/67 (ca. 800 m NW Lama Lite)

Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus; z.T. auch Kalzit oder Chlorit.

Mineralbestand: Überwiegend grobspätiger Kalzit; viel Chlorit; Biotit; viel Pyrit; vereinzelt etwas Quarz, Serpentin.

Gesteinsreste: Überwiegend Serpentin; dunkle Mikrite (feine, z.T. umkristallisierte Kalke; Mergel); Hornstein; Diabas.

Korngröße: Gesteinsreste max. 1,4 cm, im Durchschnitt 2 - 3 mm; Quarz max. 1,1 mm.

Gefüge: richtungslos körnig; unsortiert, unklassiert.

2.1154: Mächtigkeit: Sie schwankt z.T. beträchtlich. Stellenweise können die FiS völlig fehlen. Zudem sind die Kontakte zum Liegenden entweder nicht aufgeschlossen oder tektonisiert.

Im Gebiet von Abetina Reale und Lama Lite beträgt die Mächtigkeit 60 - 70 m. BERTOLLI & NARDI (1966) geben - einschließlich der hangenden Mergel - 50 - 100 m an.

2.1155 Fossilien und Alter: Die Kalke enthalten oft eine reiche Fauna, die teils dem Paläozän, teils dem Eozän angehört, häufig mit umgelagerten Kreideformen.

Schliff 139/68 (ca. 550 m S des M.Prampa)

Gestein: sandig-toniger Mergelkalk (Foraminiferen-Mikrit)

Grundmasse: feinfilzig, tonig-detritisch.

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Biotit, Serizit, Chlorit, Karbonat, Erz, Hornsteinschlieren.

Fauna: Gastropodenrest (?), Radiolarien, Nodosarien, Guembelinen, Globigerinellen, Globorotalien vom acuta-angulata-Typ, Globigerinen vom triloculinoides-bulloides-Typ.

Alter: oberes Paläozän.

Auch die Schiefertone haben zuweilen, besonders dort, wo sie vermergeln, eine reiche Fauna aus der Grenzzone P a l ä o z ä n / E o z ä n geliefert.

Probe 210/67 (ca. 750 m SW 'il Passone') führt: Bolivina sp., Guembelina sp., Pleurostomella sp., Eponides sp., Globigerinellen, Globigerina bulloides BOLLI, Globig. linaperta FINLAY, Acarininen, Pseudohastigerina wilcoxensis (CUSHM. & PONT.), Globorotalia (Trunc.) lensiformis SUBBOT., Globor. broedermanni CUSHM. & BERM.

Nach der Biozonengliederung von BOLLI (1957 u. 1966) gehört diese Fauna in die Globorotalia rex-Zone (u n t e r s t e s E o z ä n).

Da in umgelagerten Fiumalbo-Schiefern der Pievepelago-Formation (Kap. 2.1345) eine Fauna des mittleren und oberen Eozän gefunden wurde, kann eine stratigraphische Reichweite der Schiefer von der G r e n z e P a l ä o z ä n / E o z ä n bis in das o b e r e E o z ä n angenommen werden.

Direkte stratigraphische Kontakte zwischen den Fiumalbo-Schiefern und dem Modino-Alberese im Liegenden sind an keiner Stelle aufgeschlossen. Da aber der Alberese, wie Proben aus umgelagerten Teilen gezeigt haben (Kap. 2.1343), die Kreide/Tertiär-Grenze überschreitet und bis in das Paläozän reicht, besteht zwischen dem Alberese und den Schiefern keine oder nur eine sehr kleine Schichtlücke (über die paläogeographischen Konsequenzen, die sich aus der stratigraphischen Verbindung Alberese - Fiumalbo-Schiefer ergeben, siehe Kap. 2.118).

2.116 Marmoreto-Mergel (MM)

Was die früheren Bezeichnungen betrifft, so gilt für die Marmoreto-Mergel das gleiche wie für die Fiumalbo-Schiefer (Kap. 2.115). Der Begriff "Marmoreto-Mergel" wurde von KRAMPE (1964) für die Basismergel des Sandsteins am M.Ventasso (=Modino-Sandstein) eingeführt.

Sehr oft werden von den italienischen Autoren Marmoreto-Mergel, Pievepelago-Mergel und die Hangendmergel des Cervarola-Sandsteins durcheinandergeworfen, weil auch die stratigraphische und tektonische Position der verschiedenen Sandsteinkomplexe nördlich des

Apennin-Hauptkammes in der italienischen Literatur sehr unterschiedlich beurteilt wird.

2.1161_Vorkommen: Diese Serie läßt sich vom M.Ventasso im W (Prov. Reggio Emilia) bis zum Reno-Tal südlich Porretta-Terme im E (Prov. Bologna) verfolgen.

Im untersuchten Gebiet befinden sich die besten Aufschlüsse in der Zone zwischen 'il Passone' und dem Dolo-Tal östlich Segheria dell'Abetina Reale. Größere Areale sind auch nördlich des M.Cusna aufgeschlossen, hier aber tektonisch stark gestört und eng verschuppt mit Basisargille, Buntschiefer, Fiumalbo-Schiefer und Olisthostromargille. Kleinere Vorkommen treten nördlich des M.Cisa und bei Piolo auf.

2.1162_Lithologischer Charakter: Die Mergel gehen sedimentär aus den Fiumalbo-Schiefen hervor, eine scharfe Grenze existiert nicht (Mergelhorizonte im Hangenden der Schiefer einerseits, unregelmäßige Linsen roter, tonig-schiefriger Mergel im Liegenden der MM andererseits). Der im Liegenden noch sehr hohe Tongehalt nimmt nach oben hin rasch ab (Übergang zu reinen kalkigen, ungeschichteten Mergeln). Die muschelartig brechenden Mergel sind ockerfarben, hellgrau oder bräunlich-grün angewittert und zeigen im frischen Zustand eine gelblich-braune, zuweilen auch bläulich-graue Farbe (Abb. 8).

Zum Hangenden hin nimmt der Kalkgehalt wieder kontinuierlich ab und wird durch Feinsand und Glimmer ersetzt; die Farbe der Mergel wechselt zu grau-grün bis graubraun. Die hier splittrigen MM haben einen stengeligen Bruch, ihre Schichtung wird zunehmend deutlicher. Es schalten sich die ersten, noch sehr unregelmäßigen, meist linsenförmigen oder stark boudinierten, nur 5 - 10 cm, maximal 30 cm mächtigen, teils gradierten und relativ groben, teils feineren und laminierten Sandsteine und Kalksandsteine mit Unterflächenstrukturen (Turbidite !) ein. Die Häufigkeit und Mächtigkeit der Sandsteine nimmt zum Hangenden hin kontinuierlich zu, der Mergelanteil im gleichen Maße ab (Übergang zum Modino-Sandstein); zwischen den MM und dem Modino-Sandstein besteht keine scharfe Grenze. Ein solcher Übergang ist südwestlich 'il Passone' gut zu beobachten. Bemerkenswert ist in den dort sehr stark gestörten Mergeln eine 3 cm mächtige Bank eines dunkelgrauen Kieselkalkes.

Die Marmoreto-Mergel gleichen in ihrer lithologischen Ausbildung den Rovaggio-Mergeln an der Macigno-Basis und sind daher früher immer mit ihnen verwechselt worden. Ähnliche Mergel treten auch im Hangenden des Modino-Sandsteins (bzw. im Liegenden des Cervarola-Sandsteins) und im Hangenden des Cervarola-Sandsteins auf. Vom O.-Eozän bis zum U. - Miozän hat also eine einheitliche und ruhige Mergelsedimentation stattgefunden, die zweimal durch eine äußerst unruhige Turbiditätsedimentation und dreimal durch mächtige Olithostromserien unterbrochen wurde. Die Mergel stellen also vom O.-Eozän bis zum U.-Miozän das Normalsediment im Ablagerungsraum der Modino-Cervarola-Einheit dar. Ähnliche Vermutungen stellte auch GÜNTHER (1966) für den toskanischen Bereich an (Rovaggio-Mergel im Liegenden des Macigno, Pontecchio-Mergel im Hangenden).

2.1163 Mikrofazies: Die sandigen Kalke und Kalkmergel sind als Foraminiferen-Biointramikrite anzusprechen (Kap. 2.1164). Die dünnen Grobsandlagen erweisen sich u.d.M. als lithische Grauwacken:

Schliff 220/67 (ca. 750 m SW "il Passone")

Bindemittel: feiner Gesteinsdetritus; z.T. auch kalkig-detritisch

Mineralbestand: Quarz (stark kataklastisch); viel Feldspat (stark bis völlig zersetzter Orthoklas; weniger Plagioklas, meist frisch); viel Muskowit, Serizit, Biotit (z.T. chloritisiert und gebleicht mit Maghemit-Ausscheidungen; z.T. auch mit Rutilnadeln); Chlorit (z.T. mit Rutil und Erz; z.T. als Pennin); viel Kalzit; etwas Apatit; Hornblende- und Granatreste; Serpentin; Zirkon; Erz; ? Disthen.

Gesteinsreste: vereinzelt Mikrite und Intramikrite; Gneise (z.T. Augengneis), Quarz-Muskowit- und Serizit-Schiefer, Marmor, Quarzit; granitisches und dioritisches Material; Quarzporphyre; Serpentinite.

Korngröße: Gesteinsreste max. 2,8 mm, Quarz u. Feldspat max. 1,9 mm; im Durchschnitt 0,3 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, unklassiert, unsortiert.

2.1164 Mächtigkeit: Sie schwankt in sehr weiten Grenzen. Der Betrag von 250 m zwischen Lama Lite und "Spiagge belle" ist ein guter Durchschnittswert. Im Gebiet von Abetina Reale täuscht eine intensive Faltungstektonik eine viel größere Mächtigkeit vor (über 500 m; Prof. 9,10). Bei Piolo sind es nur 60 m und die umgelagerten Marmoreto-Mergel südlich Gova errreichen eine Mächtigkeit von max. 150 m.

2.1165 Fossilien und Alter: Die Faunen aus den Schlämmproben belegen ein U. - bis M. - Oligozän - Alter. Vermutlich reichen die MM bis in das O. - Eozän zurück.

Probe 217/67 (SW 'il Passone') zeigt überwiegend benthonische Formen. Das Plankton wird repräsentiert durch: *Globigerina tripartita tripartita* KOCH, *Globig. ampliapertura* BOLLII, *Globigerinita cf. unicava primitiva*, *Globig. ita cf. dissimilis* (CUSHM. & BERM.), *Globorotalia* (*Turborotalia*) *increbescens* (BANDY), *Globor. (Turbor.) opima nana* BOLLII.

Globorotalia increbescens geht in die *Globigerina ampliapertura* über. Nach BLOW (1967) kommen beide nebeneinander in den Zonen P.18 - P.19 vor. Die stratigraphische Reichweite dieser Fauna kann demnach etwa mit P.17 (= oberstes O. - E o z ä n) bis etwa P.20 (= M. - O l i g o z ä n) angegeben werden (Abb.63).

2.117 Resedimentationserscheinungen (Olisthostrome) in der Modino-Cervarola-Einheit

Die im Nordapennin weitverbreiteten chaotischen Tonschieferserien wurden lange Zeit als "frane orogeniche" (MERLA, 1951) unter rein tektonischen Gesichtspunkten betrachtet (deckenartige gravitative Verfrachtung großer, zusammenhängender Gleitmassen). In jüngerer Zeit untersuchte man die Entstehung dieser Serien aus sedimentologischer Sicht und erkannte, daß ausgedehnte *R e s e d i m e n t a t i o n s v o r g ä n g e* an der Bildung der chaotischen Tonschiefer maßgeblich beteiligt waren (vgl. hierzu Kap. 6).

Für diese "Resedimentite" wurde der Begriff 'O l i s t h o s t r o m' (FLORES, 1959) eingeführt. Sie unterbrechen die Normalsedimentation und sind das Produkt submariner Schlammströme mit einem Fließmechanismus nach Art eines "mudflow" oder eines "mudstream" (Definition nach DOTT, 1963). Voraussetzung für die Entstehung derartiger Schlammströme ist ein hoher Gehalt an pelitischem Material, d.h. an quellfähigen Tonmineralien in den Ausgangsgesteinen, und ein submarines Relief. Da ein Relief nur während orogener Bewegungen entsteht, sind Olisthostrome stets ein Zeichen *e r h ö h t e r t e k t o n i s c h e r A k t i v i t ä t*. Sie sind also ein typisches Flyschsediment.

Kennzeichnend ist, daß das Material der Olisthostrome fast immer älter ist als das der Normalsedimente, in die sie eingeschaltet sind. Dieser zeitliche Unterschied kann beträchtlich sein, vor allem dann, wenn einzelne Serien mehrmals verfrachtet wurden. Dies trifft für die meisten Olisthostrome der Modino-Cervarola-Einheit zu. In diesem Fall besteht keine Verbindung mehr zum Herkunftsgebiet (über die Herkunft der Olisthostrome

und ihre Stellung im orogenen System vgl. Kap. 6). So können in der Modino-Cervarola-Einheit einzelne Serien nachweislich bis zu viermal verfrachtet und resedimentiert worden sein.

Im Prinzip bestehen die Olisthostrome aus einer feinkrekziösen tonig-mergeligen, schiefrigen Matrix. Meist regellos eingestreut finden sich darin verschieden große eckige Bruchstücke ('Olistholithe') härterer Gesteine, die sicher primär mit den pelitischen Serien eine Wechsellagerung gebildet haben. Durch das laminare Fließen der Schlammströme kann eine gewisse Einregelung dieser Bruchstücke eine Pseudoschichtung hervorrufen.

Die Olistholithe lassen sich im untersuchten Gebiet nach ihrer Größe und Form in zwei Gruppen unterteilen:

1. isolierte Fragmente von wenigen mm bis zu max. 1 - 2 m Durchmesser. Meist schwankt die Größe zwischen 30 und 60 cm. Hinsichtlich der Größe besteht zwischen der feinkrekziösen Schiefermatrix und den kleinsten Olistholithen ein lückenloser Übergang. Diese Fragmente stellen den Hauptanteil des kompetenten Materials eines Olisthostroms.
2. größere Sedimentschollen in der Größenordnung von einigen m³ bis zu einigen km³. In vielen Fällen stellen sie das ehemals stratigraphische Hangende der primären Pelitserien dar, das im "Huckepackprinzip" von den in Bewegung geratenen Tonen mitverfrachtet wurde, dabei zerbrach, aber den internen Schichtverband zum größten Teil bewahrte.

2.1171 Olisthostromargille der Modino-Basisserien

Diese Gesteine treten vor allem in den Marmoreto-Mergeln, an der Grenze Marmoreto-Mergel - Fiumalbo-Schiefer und innerhalb der Fiumalbo-Schiefer auf und sind von den (zum größten Teil nicht-olisthostromatischen) Basisargille scharf zu trennen. Die Basisargille können bereits im Cenoman z.T. umgelagert worden sein. Die cenomanen Olisthostrome sind aber lithologisch nicht von diesen (?paläozänen-) eozänen Olisthostromen zu unterscheiden.

Es handelt sich um vorwiegend dunkelgraue bis schwarze, zuweilen auch bräunlich-grünliche, meist fettig glänzende, schiefrige, feinkrekziöse Tone und tonige Mergel. Darin eingelagert finden sich eckige Gesteinsfragmente verschiedenster Größe, meist von hellgrauen, feinen, porzellanartigen, harten, leicht kieseligen Kalken vom Palombinotyp. Seltener sind gröbere, grünlich-graue Cenomankalke.

Theoretisch könnten alle unter den Marmoreto-Mergeln bzw. den Fiumalbo-Schiefern liegenden Serien aufgearbeitet als kleine Olistholithe in den Olisthostromargille auftreten. Es kommen aber nur Gesteine der Buntschiefer und der Basisargille vor. Buntschiefer, Ostia-Sandstein, Modino-Alberese und z.T. auch Fiumalbo-Schiefer sind an manchen Stellen als größere, noch intakte Schichtpakete in den Olisthostromargille zu finden, so besonders im Gebiet zwischen dem M.Cisa und dem Torr. Ozola (sich weiter nach W fortsetzend: "Rossendola-Schiefer", BOHNE, 1966) sowie östlich des M.Cisa und im N und W des M.Cusna.

Über die Mächtigkeit dieser Argille können wegen der intensiven Tektonik und des Fehlens jeglicher Schichtung nur Näherungswerte angegeben werden. So sind am M.Cusna mit mindestens 500 m zu rechnen und im Gebiet des M.Cisa scheint dieser Wert noch übertroffen zu werden (Prof. 1 bis 4).

2.118 Die Bedeutung der Modino-Basisserien für die Beziehungen zwischen den Toskaniden und der Modino-Cervarola-Einheit. Diskussion der Hypothese von BALDACCI, ELTER et al. (1967)

Nach der Auffassung fast aller italienischer Autoren, die sich mit dem Problem der Beziehungen zwischen Macigno und der Modino-Cervarola-Einheit beschäftigt haben (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964a u. b, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; BALDACCI & NARDI, 1967; BALDACCI, BRANDI et al., 1967; BALDACCI, ELTER et al., 1967), endet die Macigno-Sedimentation im O.-Oligozän mit einem Mergel-Niveau. Nach einer Olisthostrom-Einschaltung setzt sie mit praktisch dem gleichen Mergel-Niveau an der Basis des Modino-Sandsteins wieder ein, das sich vom unteren Niveau durch die Beimengungen bunter Schiefer unterscheidet und ebenfalls dem O.-Oligozän angehören sollen (Fiumalbo-Schiefer, Marmoreto-Mergel; Abb. 7).

Die ursprüngliche Ansicht von NARDI & TONGIORGI (1962) und NARDI (1964a u. b, 1965), nach der Cervarola-Komplex sedimentär mit dem Macigno direkt verbunden wäre und ein Bindeglied zwischen der toskanischen und umbrischen Fazies darstelle, ist von BALDACCI, ELTER et al. (1967) erheblich modifiziert worden. Aufgrund der ursprünglichen paläogeographischen Anordnung (interne Toskaniden = "falda toscana" - Zone von Massa - externe Toskaniden = Autochthon der Apuaner Alpen) und aufgrund

Italienische Autoren (NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964 u. 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966)	Berliner Schule (KRAMPE, 1964; REUTTER, 1966 u. 1968; GÜNTHER & RENTZ, 1968; HEYMANN, 1968; RENTZ, 1970)
Modino-Sandstein - - - - - O.-OLIGOZÄN - AQUITAN	Modino-Sandstein M.- bis O.-OLIGOZÄN
Scisti varicolori, Red beds OLIGOZÄN	Marmoreto-Mergel O.-EOZÄN - U.- bis M.-OLIGOZÄN
	Olisthostromargille EOZÄN - M.-OLIGOZÄN
	Fiumalbo-Schiefer ?PALÄOZÄN - O.-EOZÄN
	Modino-Alberese TURON - ?PALÄOZÄN
Olisthostrom (asc-ol) ("frane intraformazionali") KREIDE - EOZÄN	Buntschiefer/Ostia-Sandstein O.-ALB - CENOMAN
	Basisargille NEOKOM
(kein tektonischer Kontakt!)	(tektonischer Kontakt!)
Macigno M.- bis O.-OLIGOZÄN	Hauptkamm-Macigno O.-OLIGOZÄN - U.-MIOZÄN

Gegenüberstellung der verschiedenen Interpretationen des Grenzbe-
reiches Macigno - Modino-Cervarola-Einheit

Abb. 7

einer gewissen Verbindung zwischen dem Tertiär der internen Toskaniden und dem der Umbro-Markiden soll der Cervarola-Komplex das stratigraphische Dach eines großen Teiles der externen Toskaniden (Apuaner Alpen) bilden, d.h. er wäre demnach an den Pseudomacigno der Toskaniden I anzuschließen. Unter dem Druck der von SW her vorrückenden "falda toscana" soll dieser Komplex dann etwa im Niveau der Scaglia bzw. des unteren Teiles des Pseudomacigno der Apuaner Alpen abgesichert und vor der Front der "falda toscana" mit dieser zusammen passiv nach NE geschoben worden sein. Die Bewegung soll dann mit einer Aufschiebung auf die Umbro-Markiden ihr Ende gefunden haben. Der Pseudomacigno soll nach dieser Theorie zurückgebliebene Reste des Cervarola-Komplexes darstellen. Die heutigen Kontakte zwischen dem Macigno der internen Toskaniden und dem Cervarola-Komplex wären demnach zum großen Teil nur scheinbar stratigraphischer Natur. Da aber der Macigno der internen Toskaniden und der Pseudomacigno der externen Toskaniden primär lateral ineinander übergehen, wird nach dieser Hypothese der Cervarola-Komplex das

stratigraphische Hangende auch eines kleinen Teiles des Macigno gebildet haben.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit endet die Macigno-Sedimentation endgültig im U.-Miozän, ohne eine Fortsetzung zu erfahren. Die mit dem Modino-Sandstein unmittelbar verbundenen Basisserien (Marmoreto-Mergel und Fiumalbo-Schiefer) reichen bis in das Paläozän/Eozän zurück (Fiumalbo-Schiefer). Bereits hier wäre die zeitliche Differenz zwischen dem Sedimentationsende des Macigno bzw. auch des Pseudomacigno - dieser gehört vermutlich nur dem Eozän, eventuell auch dem Oligozän an, erreicht aber nicht mehr das Miozän - und dem erneuten Einsetzen der Normal-sedimentation zu groß, um eine kontinuierliche Schichtfolge zwischen Macigno bzw. Pseudomacigno und Modino- bzw. Cervarola-Sandstein annehmen zu können. Nur eine totale Umlagerung sämtlicher Faunen in den Modino-Basisserien könnte diese zeitliche Diskrepanz überwinden helfen. Da es sich nun erwiesen hat, daß die Basisserien des Modino-Sandsteins über die Fiumalbo-Schiefer hinaus über weitere Schichtfolgen mit immer jeweils s e d i - m e n t ä r e n K o n t a k t e n bis in die U.-Kreide (Apt - Alb, Modino-Basisargille), möglicherweise sogar bis an die Jura/Kreide-Grenze zurückreichen (Maiolica), wird die Frage nach dem Grad der Faunenumlagerung bedeutungslos. Denn eine solche Zeitdifferenz (U.-Kreide - U.-Miozän bzw. - Eozän/Oligozän) kann auch eine weitgehende Faunenumlagerung nicht überbrücken. Daraus folgt, daß der Cervarola-Komplex weder an den Macigno der internen noch an den Pseudomacigno der externen Toskaniden angeschlossen werden kann, sondern daß Macigno und Pseudomacigno einerseits und Modino- und Cervarola-Sandstein mit ihren Basisserien andererseits g e t r e n n t e n F a z i e s r ä u m e n angehören müssen. Daß die Modino-Basisserien meist olisthostrom-artig ausgebildet sind, darf nicht verwundern, da der Grenzbereich Toskanikum - Emilianikum im Zeitraum Eozän - Miozän eine Zone stärkster orogenetischer Aktivität mit hohen Eingungsbeträgen darstellt. Die Wahrscheinlichkeit, mehr oder weniger intakte Schichtfolgen der Modino-Basis zu finden, ist daher von vornherein gering. Es sind bisher nur zwei solcher Vorkommen bekannt: in der Umgebung des M.Modino (REUTTER, 1966) und hier im Untersuchungsgebiet. Außerdem wurde der größte Teil der Modino-Basisserien infolge Exponierung im Laufe des Oligo-

Miozäns in Form von Olisthostromen nach N verfrachtet. Die lückenhafte stratigraphische Aufeinanderfolge der Modino-Basisserien ist als stärkstes Argument für die Existenz eines emilianischen Sedimentationsstromes zu werten (REUTTER & SAMES, 1964; REUTTER, 1966 u. 1968; HEYMANN, 1968; GÜNTHER & RENTZ, 1968).

2.12 Modino-Sandstein (MS)

Unter der Bezeichnung "arenaria di Monte Modino - Monte Nuda" wurde der unmittelbar nördlich der Hauptkette liegende Sandstein-komplex erstmals von NARDI & TONGIORGI (1962) vom eigentlichen Hauptkamm-Macigno abgetrennt und als sedimentäre Fortsetzung der Macigno-Sedimentation nach Einschaltung eines Olisthostroms (asc₁ = Modino-Basisserien) angesehen (später auch NARDI, 1964 a u. b und 1965).

Bis etwa 1960 waren die verschieden alten Flyschsandsteine nördlich der Hauptkette generell als "Macigno" bezeichnet und mit dem toskanischen Macigno der Hauptkette gleichgesetzt worden. Für die älteren Bearbeiter (u.a. SACCO 1891/92; LOTTI & ZACCAGNA, 1913; TEICHMÜLLER, 1935) galten die von ihnen für autochthon gehaltenen Sandsteine wie auch der echte Macigno als Teil eines durchgehenden Eozänprofiles. Später wurde dieser Sandsteinzug folgendermaßen interpretiert:

- allochthoner Macigno (Oligozän) (= vom Hauptkamm-Macigno losgerissene und von den auflagernden Tonschiefern (= Argille scagliose) passiv verfrachtete Schichtpakete : ANELLI (1935), MERLA (1951), AZZAROLI (1950 u. 1955), LOSACCO (1953), DAINELLI (1955), GHELARDONI et al. (1963).
- "arenaria superiore" (Cenoman !), mit den umgebenden Schiefern zusammen als Teil einer ligurischen Ophiolith-Decke angesehen: DALLAN & RAGGI (1961), SAGGINI (1961), ELTER (1960).

Eine stratigraphische und tektonische Eigenständigkeit dieses Sandsteinkomplexes wurde erstmals von KRAMPE (1964) vermutet ('M.Ventasso-Sandstein'). Der Name 'Modino-Sandstein' wurde in der Folgezeit von anderen Bearbeitern der emilianischen Flysch-sandsteine übernommen (REUTTER, 1966; v. STRUENSEE, 1967; HEYMANN 1968 u.a.).

Bei der Beurteilung, ob es sich um Modino-, Cervarola-Sandstein oder um echten Macigno handelt, weichen die einzelnen Auffassungen stark voneinander ab (vgl. Kap. 1.51 u. 2.14).

2.121 Vorkommen: Im Arbeitsgebiet ist der die höchsten Gipfel bildende Berggrücken vom M.Cusna bis zum M.Giovarello aus Modino-Sandstein aufgebaut. Kleinere Vorkommen (z.T. als tektonische Klippen zu betrachten) befinden sich am M.Cisa, im SW und SE des M.Cisa, am M.Contessa und bei Piolo. Typische Aufschlüsse gibt es am M.Cisa (Abb.9), am M.Cusna und an der "Penna di Civo".

2.122 Lithologischer Charakter: Die Sandstein-Abfolge ist dreigeteilt. Die unteren und oberen 50 m bestehen aus einer Wechselagerung dünnbankiger L a m i n i t e mit sandigen Mergeln und Schiefen, während der mittlere, weitaus mächtigste Abschnitt durch dickbankige T u r b i d i t e gekennzeichnet ist.

a) Laminatfolge: feinkörnige, glimmerreiche, laminierte Sandsteine und Kalksandsteine, die in dunkle, sandig-siltige, glimmerreiche, plattige, oft bituminöse Mergel und Tonschiefer übergehen. Größere Sandsteine sind selten und nur wenige cm mächtig. Mächtigkeit der Laminite und Mergel-Interstraten: 10 - 30 cm, max. 50 cm. Die Laminite sind dunkelgrau-braun angewittert, schlecht oder gar nicht gradiert und zeigen nur selten Strömungs- oder Belastungsmarken auf den Unterflächen. Häufiger sind dagegen Fraß- und Weidespuren auf den Bankunterseiten und in den Mergeln. Für die Entstehung der Laminite können schwach fließende Trübströme verantwortlich gemacht werden, deren kinetische Energie weitaus geringer war als die der turbulenten Trübströme, die zur Bildung der Turbidite führten.

b) Turbiditfolge: Wechselfolge 1 - 2 m, max. bis zu 5 m mächtiger grober bis feinkonglomeratischer Grauwacken, ausgezeichnet durch ein hervorragendes geopetales Gefüge ("graded bedding") und durch fast immer vorhandene Unterflächenstrukturen (groove-, flute- und load-casts, Weide- u. Fraßspuren) (Ablagerungen von schnell fließenden turbulenten Trübströmen ("turbidity currents", KUENEN & MIGLIORINI, 1950); bis zu 0,5 cm große Quarzkörner an der Basis der groben Bänke; im mittleren Teil einer Bank sind häufig schichtparallel eingelagerte linsenförmige Schieferfetzen zu beobachten. Die einzelnen Turbidite sind durch bis zu 30 cm mächtige sandig-siltige, glimmerreiche, bräunliche Mergel und Tonschiefer getrennt, die bis zu 5 m mächtigen Bänke nur durch dünne schwarze Tonhäute; fehlende Gradierung, Lamination und Unterflächenstrukturen in den sehr mächtigen Bänken. Die groben Sandsteine sind grau-grünlich angewittert und zeigen im frischen Bruch einen grünlichen, etwas dunkleren Farbton als die Turbidite des Macigno.

Die Turbiditfolge wird regelmäßig durch mehrere, einige Meter mächtige Zonen 5 - 10 cm mächtiger Laminite unterbrochen, die in sandige, glimmerreiche, plattige, dunkle Mergel und Tonschiefer übergeben (Abb. 9).

T A F E L I I



Abb. 8 Recht gut geschichtete Marmoreto-Mergel
ca. 700 - 800 m NE Lama Lite im Bach,
der nach Lama Lite hinaufzieht.

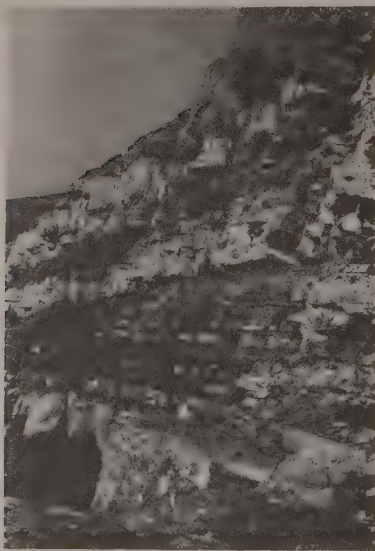


Abb. 9
Dickbankiger, über-
kippter Modino-
Sandstein am
M.Cisa (1699 m).

Bräunliche, tonig-sandige, feine Kalke sind in der rein sandigen Fazies sehr selten. Sie treten nur im Liegenden und Hangenden auf. Die Turbidite des MS unterscheiden sich von denen des toskanischen Macigno in folgenden Punkten:

- dunklerer Farbton
- geringere Schichtmächtigkeiten
- geringerer Gehalt an grobklastischem Material und Glimmer
- höherer Mergel- und Schieferanteil
- wesentlich kleineres Verhältnis vom unteren grobkörnigen bis feinkonglomeratischen Teil einer Bank zum oberen feingeschichteten Niveau (d.h. kontinuierlichere Gradierung als beim Macigno); der grobe untere Teil überwiegt aber immer noch.
- im Zusammenhang damit ein ausgeprägtes "convolute lamination" im feingeschichteten oberen Niveau der Turbidite des MS, besonders deutlich in den weniger mächtigen Bänken entwickelt (stark gewellte, z.T. sogar "überkippte" Strukturen mit Vergenz in Richtung der Strömung; sie werden oft diskordant von flachwelligen bzw. von nicht-laminierten feinstkörnigen Sandsteinschichten oder sandigen Mergeln abgeschnitten).

Eine sehr häufige sedimentologische Erscheinung im MS sind "s l u m p i n g s t r u c t u r e s" als Produkte synsedimentärer Gleitprozesse einzelner Sandsteinhorizonte (vgl. Kap. 1.33 u. 2.142). Sie dokumentieren sich in Form wirrer, völlig unregelmäßiger Falten und einer stark gestörten, boudinierten, z.T. total aufgelösten Schichtfolge, so besonders im Rio Candia im SE des M.Cisa, am M.Contessa im NE des M.Cusna und in den kleinen Vorkommen im SW des M.Cisa zu beobachten.

Als ein einmaliges Vorkommen wurde im Dolo-Tal bei Pianello (östlich Segheria dell'Abetina Reale) ein konglomeratischer Sandstein in der Art eines "pebbly-mudstone" (Definition nach DOTTE, 1963) gefunden. Er gleicht im Prinzip den "Konglomeraten" im Hangenden des Cerreto-Sandsteins (s. Kap. 1.55), ist aber im Vergleich dazu nur sehr schwach entwickelt. Ganz ähnliche Gesteine treten auch im Cervarola-Sandstein auf (s. Kap. 2.14). In einer dunkelgrauen bis schwarzen, tonig-sandigen, feinkonglomeratischen Matrix liegen 2 - 3 cm, max. 10 cm große, gut gerundete Gerölle, die zu 90 % aus dunkelgrauen, grünen und schwarzen Kieselkalken, hellbraunen, kieseligen Kalken und Quarziten bestehen. Die ebenfalls häufigen Ton- und Schieferfetzen sind fast immer herausgewittert. Den Rest bilden Quarzgerölle.

Die K o n t a k t e des MS zum Liegenden und Hangenden sind stets normal stratigraphisch. So geht die Sandsteinfolge durch

steigenden Sandgehalt kontinuierlich aus den Marmoreto-Mergeln hervor (s. Kap. 2.1162).

Der Übergang zum mittleren Abschnitt (Turbiditfolge) vollzieht sich relativ rasch, indem immer mehr Laminite durch dickbankige Turbidite ersetzt werden. Genauso kontinuierlich erfolgt der Übergang zur oberen Laminitfolge. Hier nimmt der Anteil der Sandsteine und Kalk-Sandsteine zum Hangenden hin allmählich ab, während der der Mergel und Schiefer im gleichen Maße steigt. Parallel dazu sinkt der Sandgehalt der Mergel und der Kalkgehalt vergrößert sich. Die Farbe der Mergel ändert sich wieder von dunkelgrau-braun und schwarz zu grau-braun und bräunlich-grün. Schließlich überwiegen die Mergel (= Pievepelago-Mergel), in die sich gelegentlich noch Linsen, selten durchgehende Bänke, feiner oder grober Sandsteine einschalten.

2.123 Mikrofazies: Während sich die Laminite u.d.M. generell als S u b g r a u w a c k e n erweisen, können die grobkörnigen Turbidite als l i t h i s c h e und die etwas feinkörnigeren als f e l d s p a t i s c h e G r a u w a c k e n angesprochen werden. Der Gehalt an Gesteinsdetritus in den Turbiditen ist i.a. geringer als in denen des Macigno.

Schliff 250/67 ("le spiagge belle", SW 11 Passone)

Gestein: lithische Grauwacke

Bindemittel: feiner Gesteinsdetritus

Mineralbestand: Quarz (oft undulös auslöschend u. kataklatisch, z.T. rekristallisiert); häufig Feldspat (frischer Kalifeldspat u. Plagioklas; etwas Mikroklin u. Perthit); Biotit (z.T. mit Maghemit u. Rutileinlagerungen), Muskowit, Chlorit, Kalzit, Apatit, Erz, auffallend viele, stark korrodierte Granatreste; Zwillingslamellen der Plagioklasse häufig sigmoidal verbogen.

Gesteinsreste: Mikrite; Chlorit-Muskowit-Schiefer, Augengneis; Aplit- u. Schriftgranit; porphyrisches Material; Serpentin.

Korngröße: max. 3,8 - 4,0 mm (Gesteinsreste); im Durchschnitt 0,2 mm.

Gefüge: richtungslos körnig; schlecht sortiert u. klassiert.

An Gesteinsresten treten in anderen Schliffen noch Intramikrite (feine, sandige Kalke bzw. feine Kalksandsteine), Grauwacken, Hornsteine (z.T. mit Radiolarien), Kieselschiefer, Marmor, Ophikalzit und Tuffit (?) auf.

2.124 Mächtigkeit: Ein Charakteristikum derartiger Flyschsandsteine sind die lokal sehr stark schwankenden Mächtigkeiten. Für das Gebiet vom M.Ventasso im W bis zum M.Giovarello im E kann eine Mächtigkeit von ca. 600 - 700 m angegeben werden.

2.125 Fossilien und Alter: Typisch für die Flyschsandsteine ist ein geringer Fossilinhalt. Durch die unterlagernden obereozänen bis unteroligozänen Marmoreto-Mergel und die überlagernden oberoligozänen Pievepelago-Mergel ist das Alter des MS festgelegt (M. - bis O. - O l i g o z ä n).

2.13 Pievepelago-Formation (PF)

Die Schichtfolge bildet die stratigraphische Verbindung zwischen dem Modino- und dem Cervarola-Sandstein. Sie besteht aus Mergeln, in die sich mächtige Olisthostrome einschalten. NARDI & TONGIORGI (1962) und NARDI (1964 a u. b, 1965) bezeichneten sie als 'formazione di Pievepelago'. Dieser Name wurde später von anderen Autoren übernommen (REUTTER, 1966; v.STRUENSEE, 1967; RENTZ, 1967 u.a.).

Die umgelagerten Serien der PF im Gebiet zwischen Gova und 'la Riva' sowie zwischen Vallorsara und Riccivolto, die hier in Form einer kleinen Gleitdecke (Kap. D. 3.31) von ihrem Ursprungsgebiet südlich des M.Roncadello ca. 12 km weit nach N reichen, wurden von NARDI (1965), BERTOLLI & NARDI (1966), FAZZINI (1966) und MARCUCCI (1967) zwar als "formazione di Pievepelago" beschrieben, ihr Charakter als Gleitdecke aber nicht erkannt. Vielmehr wurden sie als das Hangende des von diesen Autoren als "Modino-Sandstein" betrachteten (Cervarola-) Sandsteins nördlich Gazzano und Gova interpretiert. Die umgelagerten Fiumalbo-Schiefer zwischen Vallorsara und Riccivolto wurden als das Liegende der "marne di Pievepelago" und nur teilweise als Bestandteile der in die Mergel eingeschalteten Olisthostrome angesehen. NARDI (1965) postulierte im Gebiet zwischen Serpiano und Pietravolta sogar einen lateralen stratigraphischen Übergang zwischen Cervarola-Sandstein und Pievepelago-Formation, um das weitgehende Fehlen des Cervarola-Sandsteins erklären zu können. Dieses Phänomen hat hier aber eindeutig tektonische Gründe (Kap. D. 2.512 u. 3.31).

Die westlichsten Vorkommen der PF liegen noch innerhalb des untersuchten Gebietes (M.Cusna - M.Prampa). Nach E lassen sie sich bis zum Obrone-Tal (Prov. Bologna) verfolgen (v.STRUENSEE, 1967). Noch weiter östlich verschwinden sie und Modino- und Cervarola-Sandstein vereinigen sich zu einer einzigen, als 'Cervarola-Sandstein' bezeichneten Abfolge.

2.131 Pievepelago-Mergel (PM)

Der Begriff "marne di Pievepelago" wurde erstmalig von NARDI (1965) eingeführt (fP₂).

LOTTI & ZACCAGNA (1913), wie auch TEICHMÜLLER (1935), rechneten diese Mergel noch zum hangenden 'eozänen Macigno'. PRINCIPI (1930) beschrieb sie als oligozäne "scisti varicolori", AZZAROLI (1955) als "marne dure con lucentezza sericitica (Langhiano)" und GHELARDONI et al. (1963) als "marne di Civago" im Liegenden einer umbrischen "marnoso arenacea". GHELARDONI et al. (1966), BALDACCI, BRANDI et al. (1967) und MARCUCCI (1967) belegten sie mit dem Namen "marne di S. Polo".

2.1311 Vorkommen: Die Mergel erstrecken sich in einem geschlossenen Streifen von Pietravolta im E bis nordwestlich des M. Beccara. Östlich Pietravolta werden sie zusammen mit den Cervarola-Sandstein auf einer Länge von ca. 2 km durch die Pievepelago-Olisthostromargille synsedimentär verdrängt (vgl. Kap. D. 3.31; Abb. 12, 72; Prof. 11 bis 17). Im Gebiet zwischen Pietravolta und südlich Giunzione treten die PM in unregelmäßiger Verbreitung auf; sie sind hier teilweise von allochthonen Emilianiden verdeckt.

Nordwestlich des M. Beccara keilen die PM offenbar aus und werden durch Olisthostromargille ersetzt. Bis in die Umgebung von Febbio tauchen sie nur noch in Form kleinerer, isolierter Vorkommen auf. Weiter im W verschwindet die gesamte Pievepelago-Formation mit allen stratigraphisch darüber folgenden Serien - nach N abgedrängt - unter allochthonen ligurischen Gesteinen.

2.1312 Lithologischer Charakter: Im Prinzip gleichen die PM lithologisch den Marmoreto-Mergeln. Es lassen sich zwei Grundtypen unterscheiden:

- 1) ockerfarben bzw. bräunlich-grünlich angewitterte, teils sandig-kalkige, teils tonige, kompakte, ungeschichtete, stark zerklüftete und zerscherte Mergel (Abb. 10, 11).
- 2) blei- bis blaugraue, sehr kalkige, relativ harte Mergel in unregelmäßiger Verteilung innerhalb des ersten Types.

Während der erste Typ bis auf gelegentlich geringmächtige Bänke bzw. Linsen dunkler, sandiger Kalke sowie kleinen Olistholiten dunkler, harter, rötlich angewitterter Kalke sehr rein ist, wird der zweite Typ durch das häufige Auftreten feiner, heller und dunkler, grober, z.T. konglomeratischer Sandsteine sowie dunkler, feiner, turbiditischer Kalksandsteine und dunkler, grober, sandiger Kalke gekennzeichnet. Diese Straten liefern oft den einzigen Hinweis auf die Lagerung der sonst ungeschichteten, kompakten Mergel.



Abb. 10 Pievepelago-Mergel mit unregelmäßigen
kleinen Olisthostromen (O) im Dolotal
etwas südlich der Einmündung des
Rio Rumale (NE Civago).



Abb. 11 Stark zerklüftete und schlecht geschichtete
Pievepelago-Mergel an der Straße nach
Civago am Rio Rumale.

Stellenweise nehmen die Sandsteine an Mächtigkeit zu und wurden dann als "Pievepelago-Sandstein" auskartiert (Kap. 2.132).

Auffallend ist ein hoher Pyritgehalt der Mergel in Form von Konkretionen, wobei der Pyrit meist in Limonit umgewandelt ist. Lokal sind die Mergel olisthostromatisch ausgebildet wie z.B. W und N 'la Riva' und W Cargedolo.

Sehr häufig sind in die PM kleine Linsen von Olisthostromargille eingeschaltet (Abb. 10). Die Kontakte Argille - Mergel sind scharf, aber meist tektonisch überprägt.

Die K o n t a k t e zum Liegenden (Modino-Sandstein; Kap. 2.122) und zum Hangenden (Cervarola-Sandstein) sind primär stratigraphischer Natur. Der Kontakt zum Cervarola-Sandstein ist besonders gut südöstlich Ronfrapano zwischen dem R.Rumale und dem Berg 1132 m zu beobachten. Die steilstehenden, stengelig verwitternden, reinen, ockerfarbenen Mergel nehmen zunächst dünne Linsen feiner, grauer Kalksandsteine, dunkler Kieselkalke und feiner, sandiger, grünlicher Kalke und Mergelkalke auf (Abb. 13). Daraus entwickeln sich dann bis zu 30 cm mächtige Bänke und es kommen die ersten Sandsteine hinzu (relativ kalkige, feinkörnige, schlecht bzw. gar nicht gradierte, meist laminierte Sandsteine mit Weide-, Fraß- und Kriechspuren auf den Unterflächen).

2.1313_Mikrofazies: Die sandigen Kalke und Mergelkalke und z.T. auch die feinen Kalksandsteine sind als Foraminiferen-Biomikrite und -Intramikrite anzusprechen; die groben Sandsteine erweisen sich als lithische, die etwas feinkörnigeren Sandsteine und Kalksandsteine als feldspatische Grauwacken (Schliffe 234/64, 302/64, 415/64, 397/65, 417/65 u. 418/65).

2.1314_Mächtigkeit: Da die Mergel in einem sehr unterschiedlichen Maße von den Olisthostromargille ersetzt werden, schwankt die Mächtigkeit in sehr weiten Grenzen. Während sie sich im Bereich des M.Beccara zwischen 150 m und 350 m bewegt (weiter im NW reduziert sie sich bis auf weniger als 50 m), steigt sie im Gebiet des M.Roncadello bis auf über 500 m (Profile 10, 11, 12) an. Westlich Civago sind unterhalb der Olisthostromargille noch einmal ca. 50 - 100 m Mergel aufgeschlossen.

2.1315_Fossilien und Alter: Das Alter der Mergel wird durch reiche Foraminiferen-Faunen aus den Schlammproben belegt. Es überwiegen die benthonischen Formen, auf deren Aufzählung hier aber

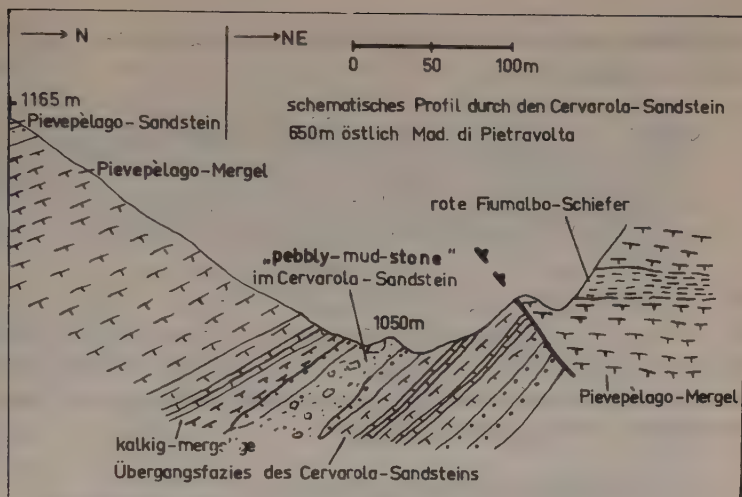


Abb. 12

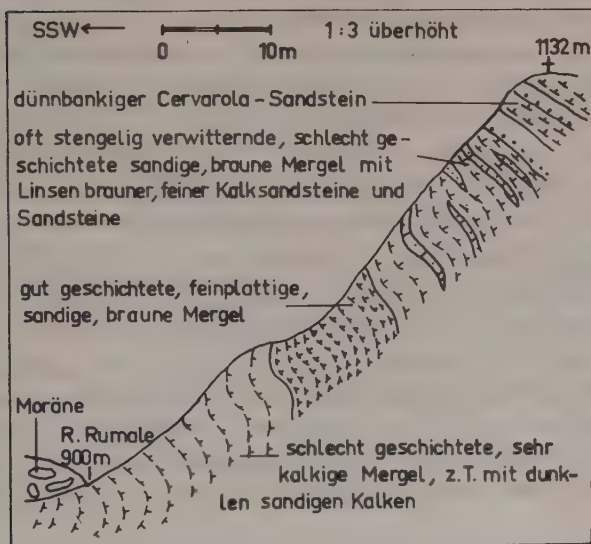


Abb. 13 Übergang Pievepelago-Mergel - Cervarola-Sandstein NE Civago am Rio Rumale.

verzichtet wird, da sie für eine genaue zeitliche Fixierung nicht geeignet sind.

Proben 234/64, 521/64, 523/64, 16/65, 146/65, 229/52, 264/65, u. 274/65 führen: *Globigerina officinalis* SUBBOT., *Globig. ampliapertura euapertura* JENK., *Globig. tripartita tripartita* KOCH, *Globig. venezuelana* HEDB., *Globigerinita dissimilis* CUSHM. & BERM., *Globig. ita pera* TODD, *Globorotalia* (*Turborotalia*) *opima nana* BOLLI, *Globorotaloides cf. suteri* BOLLI, ?*Globigerinoides quadrilobatus primordius* BLOW & BANNER.

Die Fauna schließt den Zeitraum O. - O l i g o z ä n bis U. - M i o z ä n ein (etwa Zone N.1 bis Zone N.4 nach der Gliederung von BLOW, 1967; Abb. 63). Auffallend ist der größere Individuen- und Artenreichtum sowie der bessere Erhaltungszustand gegenüber den Faunen der Marmoreto-Mergel.

2.132 Pievepelago-Sandstein (PiS)

In früheren Arbeiten wurde dieser Sandstein meist als vom "Macigno" abgebrochene und jetzt in den umgebenden Tonschiefern isoliert schwimmende Schichtpakete angesehen (LOTTI & ZACCAGNA, 1913; AZZAROLI, 1955 u.a.). NARDI & TONGIORGI (1962) beschrieben ihn erstmals als sedimentäre Einschaltung in den Mergeln zwischen Modino- und Cervarola-Sandstein ("arenarie della Borra"). MARCUCCI (1967) wiederum unterscheidet sie als "formazione di Londa" von den von ihr als "marne di S. Polo" bezeichneten Pievepelago-Mergeln. In Übereinstimmung mit REUTTER (1966) wird vom Verf. der Name "Pievepelago-Sandstein" verwendet.

2.1321 Vorkommen: In dem "autochthonen" Verbreitungsgebiet der Pievepelago-Formation (Becken von Civago) ist der PiS auf die kleinen Vorkommen an den topographischen Punkten 1401 m und 1404 m westlich des M.Beccara, 1212 m nördlich Ronfrapano und südöstlich des M.Beccara beschränkt. Weitaus größere, isolierte Areale finden sich in der "allochthonen" Pievepelago-Formation bei Riccovolto, Riccovolto vecchio, westlich 'il Monte', im E und SE von Vallorsara und in der Umgebung von 'la Riva' (NW des M.Modino).

2.1322 Lithologischer Charakter: Wie beim Modino-Sandstein (s. Kap. 2.122) ist die Schichtfolge dreigeteilt. Sie gliedert sich in eine untere und obere Laminit- und eine Turbiditfolge im mittleren Bereich. Im Vergleich zu den anderen tosco-emilianischen

Flyschsandsteinen nimmt hier der laminitische Typ den weitaus größten Teil ein (Verhältnis Laminite : Turbidite = ca. 3 : 1; vgl. Kap. 2.17).

- Die Laminitfolge besteht aus 2 - 10 cm, bzw. 15 - 25 cm mächtigen feinkörnigen, kalkigen, glimmerreichen, stark laminierten, grünlich oder graugrün angewitterten, im frischen Bruch dunkelgrauen Kalksandsteinen und Sandsteinen. Besonders die etwas mächtigeren Bänke zeigen in ihrem oberen siltigen Teil ein deutliches "convolute lamination", was zum schalenförmigen Abblättern der stark zerklüfteten Gesteine führt. Sie gehen in geringmächtige, siltige, quarz- und glimmerreiche, platige, dunkle Mergel und Tonschiefer über (Abb. 15).

Kalksandsteine und Sandsteine sind im Vergleich zu den Turbiditen des mittleren Abschnitts relativ horizontbeständig. Ihre Unterflächen sind übersät mit Weide-, Fraß- und Kriechspuren, während Belastungs- und Strömungsmarken zurücktreten. Die Mergel und die oberen siltigen Partien der Kalksandsteine und Sandsteine enthalten oft mit Sand verfüllte unregelmäßige Wurmbauten, die härter als ihre Umgebung sind und daher leicht herauswittern.

Die Laminitfolge überwiegt in den Vorkommen westlich des M.Beccara, östlich Vallorsara, bei Riccovolto und Riccovolto vecchio, nördlich und nordöstlich Riccovolto vecchio, nordwestlich 'il Monte' und bei Ca'Scaglia östlich des Dragone-Tales.

Mit der Turbiditfolge vergesellschaftet treten die Laminite nur am topographischen Punkt 1212 m nördlich Ronfrapano, westlich Riccovolto und im NW von 'la Riva' auf.

- Die im Durchschnitt 20 - 50 cm, max. 1,5 - 2,5 m mächtigen Sandsteine führen viel Glimmer, sind relativ grobkörnig, zuweilen auch feinkonglomeratisch und meist gut gradiert mit kleinen flute- und load-casts sowie den oben beschriebenen organischen Strukturen. Die horizontale und vertikale Mächtigkeit der Straten unterliegt starken Schwankungen. Aus den Sandsteinen entwickeln sich teils kalkige, teils sandige, siltige, relativ harte, splittrige, dunkle Kalkmergel, Mergel und feine Tonschiefer. Hierin wie in den kalkig-sandigen oberen Partien der Sandsteine finden sich charakteristische Weidespuren (vermutlich von Schnecken) vom Typ "Scolicia". Der obere siltige Teil der Sandsteine ist durch ein "convolute lamination" ausgezeichnet. Laminite, die mit den oben beschriebenen identisch sind, schalten sich häufig zwischen die Turbidite ein.

Kalke erscheinen in dem Sandsteinkomplex relativ selten: u.a. bis zu 10 cm mächtige, dunkle, meist linsenförmige Kieselkalke und unregelmäßige Hornsteinschnüre (westlich Riccovolto und bei Ca'Scaglia).

Starke laterale Faziesdifferenzierungen zwischen Laminiten und Turbiditen deuten darauf hin, daß diese Schichtfolge keinen durchgehenden Horizont innerhalb der Pievepelago-Mergel bildete, sondern daß Trübströme mit verschiedenen hoher kinetischer Energie ihr Material nur in einigen verschieden tiefen Depressionen der Mergel-Normalfazies abgelagerten.

Der Übergang zu den Pievepelago-Mergeln im Liegenden und Hangenden erfolgt kontinuierlich und in der gleichen Art und Weise, wie sich der Modino-Sandstein aus den Marmoreto-Mergeln entwickelt bzw. in die Pievepelago-Mergel übergeht. Stellenweise sind die Kontakte aber sekundär tektonisch überprägt, besonders dort, wo Sandstein und Olisthostromargille aneinandergrenzen (z.B. zwischen Riccovolto und Vallorsara).

Der gesamte Sandsteinkomplex ist durch das häufige Auftreten von 'slumping-structures' und von ? synsedimentären Störungen (meist Abschiebungen mit einem maximalen Versatz von 10 m) gekennzeichnet (S des Punktes 1174 m). Stellenweise ist er stark gefaltet wie z.B. im NW von 'la Riva' (Abb. 67).

2.1323 Mikrofazies: Die feinkörnigen Laminite und die mittelkörnigen Turbidite erweisen sich u.d.M. als f e l d s p a t i s c h e G r a u w a c k e n .

Schliffe 32/64, 504/64, 507/64, 27/66, 156a/66, 157a/66, 178/66, 179/66, 180/66, 181/66, 205/66 u. 206/66.

Grundmasse: detritisch, feinfilzig (mikritisch); teils kalkig, teils stark chloritisch, selten tonig; z.T. auch durch diagenetische Sammelkristallisation späterer (sparitischer) kalzitischer Basalzement; in den feinkörnigen Laminiten mengenmäßig etwa gleich dem Gehalt an klastischem Material; relativ wenig Grundmasse in den groberen Turbiditen; hier öfter Korn-an-Korn-Bindung.

Mineralbestand: meist überwiegend Quarz (ca. 60 - 70 % der klastischen Komponente), höchstens gleichviel Feldspat (Quarz u. Feldspat = bis zu 80 % des klastischen Materials nur die größeren Individuen sind häufig kataklastisch und löschen undulös aus; Plagioklas und Kalifeldspat in wechselnden Mengen; Kalifeldspat z.T. mit perthitischen Entmischungen; rel. viel Muskowit, Serizit, Biotit; Chlorit (z.T. mit Rutilnadeln und Hämatitschüppchen; manchmal zu Pennin umgewandelt); teils klastischer, teils neugebildeter (idiomorpher) Kalzit und Dolomit; Erz (Pyrit, Hämatit, Limonit); Bitumen; akzessorisch treten auf: Glaukonit, Apatit, Zirkon, sehr stark korrodierter Granat, Rutil und Turmalin.

Gesteinsreste: Mikrite (feine detritische Kalke, Mergel, Schiefer), Intramikrite (grobere, sandige Kalke; feine Kalksandsteine), Hornsteine, Quarzit, sparitische Kalke, Marmor und Glimmerschiefer.

Korngröße: max. 0,25 - 0,4 mm, im Durchschnitt 0,1 - 0,15 mm; in den feinkörnigeren Kalksandsteinen: max. 0,15 mm, 0,06 - 0,08 mm im Durchschnitt.

Gefüge: teils richtungslos körnig, teils leichte bis starke Einregelung der länglichen Komponenten (bes. der Glimmer); i.a. recht gut klassiert, schlechter sortiert; in manchen Schlifften unregelmäßige mikritische und stark kieselige Zonen.

Fauna: Mollusken- und Echinodermenschutt (u.a. Querschnitte von Seeigelstacheln oder Crinoidenstielgliedern), Radiolarien, Textularien, Rotaliiden, Guembelinen (z.T. vererzt), Reste orbitoider Großforaminiferen (? Discocyclinen), kleine, dünnwandige, schlecht erhaltene, z.T. vererzte Globigerinen des ? Paläozän und große, dickwandige Tertiärglobigerinen, Globotruncanenreste.

Der Schliff 386/64 fällt durch seinen sehr hohen Chloritgehalt auf; das Gestein ist als "ophiolithischer" Sandstein (? Ophiolith-Arenit) zu bezeichnen.

Die groben bis feinkonglomeratischen Turbidite erweisen sich als l i t h i s c h e G r a u w a c k e n (Schliffe 370/66 und 371/66). Sie sind petrographisch ähnlich aufgebaut wie die oben beschriebenen Gesteine, enthalten aber weniger Feldspat, dafür mehr Gesteinsreste.

2.1324 Mächtigkeit: Infolge des sehr unregelmäßigen und oft nur linsenförmigen Auftretens sowie der z.T. starken Faltung schwankt die Mächtigkeit beträchtlich. Im W des M.Beccara erreicht der PiS nur 20 m (Punkt 1401 m) bzw. 40 - 50 m (Punkt 1404 m und 1212 m); oft sind es nur wenige Meter. Seine maximale Mächtigkeit beträgt ca. 150 m (W Riccovolto) (Prof. 10 bis 15).

2.1325 Fossilien und Alter: Durch seine Lage innerhalb der Pievepelago-Mergel ist das Alter des PiS abgegrenzt (O. - O l i g o z ä n - U. - M i o z ä n).

2.133 Olisthostromargille (POA)

Die Olisthostromserien stellen die mächtigsten und am weitesten verbreiteten Sedimente der Modino-Cervarola-Einheit dar. Da die Olisthostromargille im Hangenden des Cervarola-Sandsteins (Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille, Kap. 2.152) den Olisthostromserien innerhalb der Pievepelago-Formation lithologisch völlig gleichen, werde beide - so weit wie möglich - gemeinsam beschrieben.

T A F E L IV

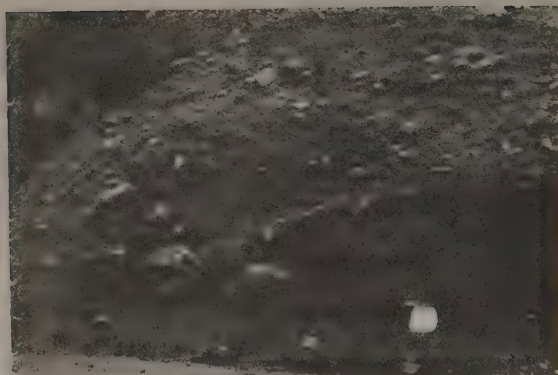


Abb. 14 Pievepelago-Olisthostromargille mit gradier-
ten sedimentären Ophiolithbrekzien (Hammer),
ca. 650 m SW Riccovolto an der Straße nach
Cargedolo.

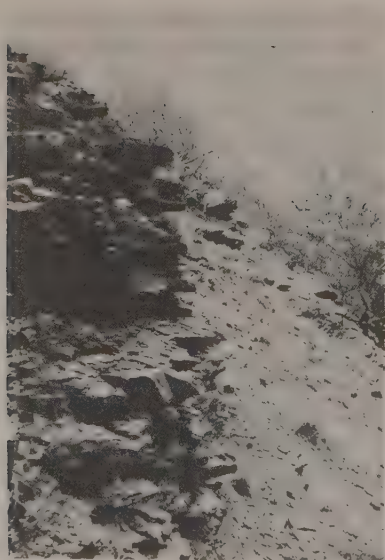


Abb. 15

Pievepelago-Sand-
stein am topographi-
schen Punkt 1401 m
westlich des
M. Beccara.

2.1331 Historischer Überblick: Da die Olisthostromargille pausal und weitgehend undifferenziert als sedimentäres Bindeglied ("argille scagliose con masse di serpentina", Bozän) zwischen den tertiären Flyschsandsteinen und den mächtigen Alberese-komplexen betrachtet wurden (LOTTI & ZACCAGNA, 1913, u.v.a.: "scisti argillosi con straterelli calcarei ed arenacei"), ordnete man sie - nachdem sich die Deckentheorie von STEINMANN (1907) allgemein durchgesetzt hatte - der "Ligurischen Ophiolith-Decke" zu. Folgende Bezeichnungen werden seitdem in der italienischen Literatur hierfür häufig verwendet:

- 'argille scagliose' bzw. 'alloctono indifferenziato' der ligurischen Gleitmasse (DAINELLI, 1953; LOSACCO, 1953; AZZAROLI, 1955; MERLA, 1957; AMADESI, 1966 z.T.; LOSACCO, 1966).
- 'complesso indifferenziato caotico' (LOSACCO et al., 1963).
- 'complesso indifferenziato' (Kreide - Bozän) (SERPAGLI, 1964).
- 'argille scagliose indifferenziate' als Basis des 'M. Rocca-' und 'M. Cantiere-Flysches' (NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966).
- 'argille scagliose a giacitura di una frana intraformazionale' II' (FAZZINI, 1966).
- 'complesso degli argiloscisti e calcari' (MARCUCCI, 1967, für die Pievepelago-Olisthostromargille im Gebiet zwischen Pietravolta und dem Alpesigola).
- 'argille di Vidiciatico' (GHELARDONI et al., 1962, für die Pievepelago-Argille im Gebiet von Civago; dieser Name ist jedoch irreführend, da es sich bei der Typlokalität um Argille im Hangenden eines anderen Sandstein-komplexes handelt (= Cervarola-Sandstein; HEYMANN, 1968), der aber mit dem Sandstein im Liegenden der Argille bei Civago (= Modino-Sandstein; RENTZ, 1967) gleichgesetzt wurde).

Mit den erwähnten Namen wurden die mächtigen Olisthostromargille der Pievepelago-Formation und der Sestola-Vidiciatico-Serie im bearbeiteten Gebiet bisher belegt und dabei stets aus dem eindeutig stratigraphischen Zusammenhang mit den Flyschgrauwacken und Mergeln der Modino-Cervarola-Einheit herausgerissen. Man hielt die stratigraphischen und konkordanten Kontakte mit den umgebenden Sandsteinen und Mergeln für primär diskordant bzw. tektonisch (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964 u. 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; FAZZINI, 1966; MARCUCCI, 1967).

2.1332_Vorkommen: Die POA treten in einem max. 1 km breiten Streifen von Febbio (dem nordwestlichsten Vorkommen überhaupt) über Civago bis zum M.Roncadello auf, und lassen sich von hier in einer fast ununterbrochenen Zone bis nach Pievepelago verfolgen. Die östlichsten Vorkommen finden sich im Reno-Tal (v.STRUEN-SEE, 1967).

Im Gebiet zwischen Pietravolta und dem Alpesigola bzw. zwischen Pietravolta - Riccovolto und Gova - Algara sind die Verhältnisse sehr undurchsichtig, da hier die Pievepelago-Formation die hangenden Serien des Cervarola-Sandsteins in Form einer kleinen lokalen Gleitdecke überlagert (Kap. D. 3.31) und somit eine intensive Schuppentektonik vorliegt. Eine genaue Abgrenzung der verschiedenen Olisthostromargille ist in diesem Gebiet daher kaum durchführbar (besonders südlich Gova und zwischen Rovolo - Vallorsara - Pietravolta).

Ebenfalls problematisch wird die Grenzziehung zwischen den Olisthostromen der Pievepelago-Formation und den lithologisch gleichartigen Gesteinen der Sestola-Vidiciatico-Serie nordwestlich des M.Beccara, wo der Cervarola-Sandstein als trennendes Element verschwindet und beide Olisthostromserien sich unmittelbar aufeinanderlegen (Prof. 8, 9, 19). Als angenäherte Grenze wurden mehrere größere Mergelvorkommen zwischen dem M.Beccara und Febbio gewählt, die als Pievepelago-Mergel eine stark diskontinuierliche Fortsetzung der Normalsedimentation nach NW andeuten.

Die Olisthostromargille bilden eine typische leicht gewellte, waldarme Hügellandschaft, die überwiegend für Weidewirtschaft und Ackerbau genutzt wird. Infolge des hohen Gehaltes an quellfähigen Tonmineralien (Illite, Montmorillonite, Hydroglimmer) kommt es nach anhaltenden Regenfällen zu ausgedehnten Hangrutschungen ('F r a n e' , Kap. 4.23).

2.1333_Lithologischer Charakter: Die POA sehen im Prinzip genauso aus wie die Olisthostromargille der Modino-Basisserien (Kap. 2.1171). Der ~~einzig~~ Unterschied besteht lediglich darin, daß die POA wesentlich mehr und verschieden alte kleine Olistholithe und größere Olistholithkomplexe enthalten als die Olisthostromargille der Modino-Basisserien. Grundsätzlich können die gesamten Modino-Serien in umgelagerter Form in den POA auftreten, so auch die älteren Olisthostromargille. Da es - wenn auch wesentlich

unbedeutendere - Gleitprozesse bereits im Cenoman und im Eozän - U.-Oligozän gab (s. Kap. 6), können einzelne Gesteine hier bereits zum dritten Male umgelagert sein.

Das sedimentologische Erscheinungsbild der POA wie auch der Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille (Kap. 2.152) ist das eines typischen Olisthostroms. Es handelt sich dabei um die Sedimente einer V i e l z a h l verschieden mächtiger und verschieden weit reichender Schlammströme, die von einer im SW gelegenen Hebungszone (Kap. 6) teils nacheinander, teils nebeneinander in mehreren Rinnen in das Sedimentationsbecken der Pievepelago-Mergel bzw. des Cervarola-Sandsteins einfließen. Dort, wo die Schlammströme nicht hingelangten, ging die Mergel-Normalsedimentation ungehindert weiter. Derartige T o n - M u d f l o w s sind wahrscheinlich quer zur Trogachse dem Gefälle folgend, vom Beckenrand her und damit senkrecht zur Richtung der Trübströme eingeflossen. Bei diesem Vorgang kann es zu einer teilweisen gegenseitigen Behinderung gekommen sein.

Im Gelände lassen sich i.a. zwei lithologische Typen unterscheiden:

1. fossilere grünliche und bräunliche, fettigglänzende Tonschiefer. Sie lassen oft noch eine gewisse Schichtung erkennen, so z.B. die Sestola-Vidiciatico-Argille bei Gazzano und zwischen Costalta und dem Poggio Faggiola. Besonders das Gebiet um Gazzano ist durch eine Ansammlung kleiner Olistholithe und größerer Olistholithkomplexe ausgezeichnet. Wahrscheinlich gab es in diesem Gebiet nur einen einzigen großen Olistholith der Modino-Basisserien, dessen Schichtzusammenhang noch z.T. erhalten blieb; kleinere Schichtpakete haben den Zusammenhang bei der Verfrachtung völlig verloren und liegen heute als echte Olisthostromargille vor.
2. fossilere blaugraue und schwarze Tonschiefer. Sie sind stets typisch olisthostromatisch ausgebildet, wie z.B. südlich des M.Beccara, südlich Cervarolo, bei Fontanaluccia und im N des Poggio Faggiola (Abb. 14).

Die Schiefer sind stark siltig und fast immer fein zerschert bzw. feinebrekziös. Vereinzelt gehen sie infolge von Assimilation mergeligen Materials in siltige, quarz- und glimmerreiche, plattigschiefrige, tonige Mergel über.

In die Tonschiefer eingelagert finden sich vorwiegend eckige, seltener kantengerundete, unklassierte, unsortierte, härtere Gesteinskörper (O l i s t h o l i t h e) verschiedener Größe (wenige mm bis zu 100 cm), verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft. Eine stellenweise zu beobachtende leichte Einregelung der Olistholithe deutet auf ein laminares Fließen der Olisthostrome hin (vgl. hierzu GÖRLER & REUTTER, 1968). Die Olistholithe sind eindeutig als umgelagerte Gesteine der Modino-Basisserien zu identifizieren; auch die tonige Matrix stammt wohl ausschließlich

aus den Modino-Basisargille bzw. -Buntschiefern und z.T. aus den Fiumalbo-Schiefern und ist teilweise bereits im Cenoman und im Eozän/U.-Oligozän umgelagert worden (s. Kap. 2.1171 u. 6).

Die Olistholithe können schließlich eine Größe von einem bis über 1000 m² erreichen und wurden dann als "Olistholith-Komplexe" auskartiert (s. Kap. 2.134 u. 2.153).

Der Gehalt an Fremdmaterial nimmt innerhalb des Olisthostroms i.a. vom Liegenden zum Hangenden hin ab, die Tonschiefer vermergeln und gehen allmählich unter steigendem Kalk- und sinkendem Ton- und Siltgehalt in die hangenden Mergel über. Dieser kontinuierliche, primär normalstratigraphische Kontakt ist oft durch nachfolgende Bewegungen sekundär tektonisch überprägt. Er zeigt an, daß die Normalsedimentation auf dem sich bewegenden Schlammstrom weiterging (s. GÖRLER & REUTTER, 1968).

Folgende Komponenten treten als Olistholithe auf:

1) Gesteine der Modino-Basisargille:

- a) feine, teils pelagische, harte, kieselige, teils detritische, tonige Kalke. Ein Teil der Kalke, die manchmal eine neokome Fauna führen, läßt sich als Palombino-Kalke ansprechen, die mit Sicherheit dem tieferen Untergrund der emilianischen Fazies entstammen.
- b) grobe, gradierte, glimmerreiche, graubraune Kalkarenite des Neokom.

2) Gesteine der Modino-Buntschiefer:

- a) detritische, feine, hellgraue oder grünlich-braune Cenomankalke.
- b) grobe, graubraune, gradierte, organogene Kalkarenite des Cenoman.

3) harte, dunkle, detritische, grobe, z.T. gestreifte Kalke; weiche, tonige, dunkle Kalke; feine, graue bis grünliche, glimmerreiche, teils laminierte, teils gradierte Kalksandsteine mit Weidespuren auf der Unterfläche; hell angewitterte, kalkige Mergel mit Helminthoideen-Kriechspuren und schwarze, sandige, glimmerreiche Mergel und Schiefer. Diese Gesteine können aus dem Modino-Alberese (Oberkreide) stammen.

4) grobe, gradierte, grünlich-graue Kalksandsteine und graubraune Kalkarenite; feine, grau-grünliche, detritische Kalke und mittelkörnige, dunkle Sandsteine. Sie führen z.T. eine eozäne Fauna mit umgelagerter Kreide. Wahrscheinlich sind sie aus den Fiumalbo-Schiefern zu beziehen.

5) kleine, nicht auskartierte Fetzen roter Schiefer bzw. ockerfarbener Mergel, die als Fiumalbo-Schiefer bzw. als Marmoreto-Mergel anzusprechen sind.

6) gerundete Brocken eines groben, fast konglomeratischen, grünlichen bis bräunlichen, gradierten, von parallelen Tonschmitzen durchzogenen Sandsteins, der petrographisch als lithische Grauwacke zu bezeichnen ist (zwischen Ronfrapano und dem M. Beccara; SE Pietravolta; 250 m WNW C. Pazzaglia; S Gova). Sie erreichen eine Größe bis zu 2 m². Ihre Herkunft ist unklar. Möglicherweise handelt es sich

um umgelagerten Modino-Sandstein (derartige Olistholithe sind aus den POA bisher noch nicht beschrieben worden) oder um Fiumalbo-Sandstein.

- 7) grobe, sedimentäre, gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzien (GÖRLER & REUTTER, 1964) in bis zu einigen m³ großen Brocken. Ihre stratigraphische Zuordnung ist wegen des Fehlens von Faunen sehr schwierig. Sie können aus den Basisargille oder aus den Buntschiefern stammen (vgl. Kap. 2.1112 u. 2.1122). Polymikte Psammite, bei denen der Sedimentanteil überwiegt (neben Palombinokalken und Radiolariten auch Kieselkalke, grobe, sandige Kalke und feine, laminierte, alberese-artige Kalksandsteine) könnten aus den Fiumalbo-Schiefern bezogen werden. Brekzien dieses Types führen gelegentlich Hornsteine, kleine Bröckchen von Ophiolithbrekzien (aufgearbeitete ältere Brekzien) und Granite (Umgebung vom 'Molino del Grillo im Dragone-Tal).

Die Gesteinsbruchstücke erreichen eine Größe von 1 - 30 cm und werden oft von einer Kalzitrinde umgeben.

2.1334 Mächtigkeit: Die Entstehung aus verschiedenen mächtigen und unterschiedlich weit reichenden Schlammströmen bedingt schon genetisch eine stark schwankende Mächtigkeit der Olisthostrome. Zwischen 'Alpe di Vallestrina' und 'Cornu Piccolo' (Prof. 9) kann eine Mächtigkeit von 400 - 500 m angenommen werden; zwischen 'Alpe di Vallestrina' und dem M. Beccara liegen mindestens 700 m (Prof. 17) vor. Zwischen Costetta di Givago und Ronfrapano scheint die Mächtigkeit auf ca. 1000 m anzusteigen (Prof. 10). In Richtung Febbio nimmt sie noch mehr zu, da hier die Argille fast die gesamte Normalsedimentation und noch dazu den Cervarola-Sandstein ersetzen. Zwischen "Cornu Piccolo" und Febbio muß daher mit einer Mächtigkeit von über 1500 m gerechnet werden (Prof. 7).

2.1335 Fossilien und Alter: Die stratigraphischen Kontakte mit der Normalsedimentation deuten auf eine Gleichaltrigkeit der POA mit den sie umgebenden Pievepelago-Mergeln hin (Grenze Oligozän/Miozän).

Die Tonschiefermatrix, die als ursprüngliche Kalk-Pelit-Folge das Ausgangsmaterial dieser Resedimente darstellt, blieb entweder steril oder lieferte nur eine untypische Sandschalerfauna. Ihre Kalke erbrachten eine Fauna der Jura/Kreide-Grenze (Radiolarite), des Neokoms (Maiolica- bzw. Palombino-Kalke mit Tintinniden u. Radiolarien), des Zeitraumes Apt - Alb/Cenoman (Kalkarenite aus den höheren Teilen der Basisargille, z.T. aus den Buntschiefern) und des Cenoman/U.-Turons (feine und grobe, sandige Kalke, Kalksandsteine und Kalkarenite aus den Buntschiefern). Die Alberesegesteine der O.-Kreide blieben meist fossil-leer. Die umgelagerten Anteile der Fiumalbo-Schiefer (fossillere Tonschiefer, detritische, fossilführende,

fein- bis mittelkörnige Kalke, Kalksandsteine und Kalkarenite) zeigen eine (?) paläozäne bis eozäne Fauna. Die jüngsten Olistholithe sind unteroligozäne Marmoreto-Mergel.

2.134 Olistholith-Komplexe in den Olisthostromargille

Im Untersuchungsgebiet finden sich an vielen Stellen in den Argille größere Gesteinspakete mit häufig noch intakter Schichtung. Sie sind einwandfrei aus den Modino-Basisserien zu beziehen.

Besonders häufig treten derartige Olistholithkomplexe im Gebiet zwischen Pietravolta und Rovolo auf. Ihre Größe schwankt i.a. zwischen wenigen m³ und einigen km³.

Von den italienischen Bearbeitern wurden diese Komplexe entweder gar nicht ausgeschieden (Maiolica, Buntschiefer, Fiumalbo-Schiefer z.T.) oder aber als Teile der Normalsedimentation (Fiumalbo-Schiefer z.T., Marmoreto-Mergel) bzw. auch als tektonische Klippen ligurischer Gesteine in den (ebenfalls "ligurischen") Argille (Oberkreide- und Tertiär-Alberese) betrachtet.

2.1341_Maiolica: Die ältesten Olistholithe (O.-Jura (?) - U.-Kreide) bestehen aus einer Wechsellagerung feiner, stark verkie-selter, harter, pelagischer, heller, bis zu 30 cm mächtiger, pyritreicher Kalke (Kalzilitite) und Kalkarenite mit Radiolarien und Titinniden. Selten sind innerhalb dieser Gesteine bis zu 20 cm mächtige Mergel und Schiefer eingelagert. Am Kontakt zu den umgebenden Argille ist der Gesteinskomplex stark boudiniert; der Schichtverband löst sich zu den Argille hin immer stärker auf. In den Argille finden sich dann assimilierte Maiolica-Olistholithe, die in der Nähe des Kontaktes stark angereichert auftreten. Maximal ist der Komplex 5 - 10 m mächtig (Rio Sanguinario); oft besteht er nur aus wenigen Bänken.

2.1342_Buntschiefer: Die Identifizierung der sehr häufig auftretenden kleinen Fetzen roter, blaugrauer und bräunlich-grüner, mergeliger Schiefer bereitet oft große Schwierigkeiten; es kann sich sowohl um Buntschiefer als auch um Fiumalbo-Schiefer handeln. Nur die Schiefer, in deren Nähe fossilführende, feine, rötlich-braun angewitterte, pyritreiche Kalke mit einer Cenomanfauna zu finden sind (nordwestlich Ronfrapano), oder die dünnbankige, stark gefaltete, feine, grünliche, glimmerreiche, laminierte Sandsteine und Kalksandsteine vom Ostia-Typ führen (W Civago; SE Case Balocco in den Sestola-Vidiciatico-Argille) bzw. die in unmittelbarer Näh

eines O.-Kreide-Alberese auftreten, können einwandfrei als Buntschiefer bezeichnet werden. Die Einstufung der übrigen Vorkommen roter Schiefer muß infolge fehlender paläontologischer Evidenz problematisch bleiben. Ophiolithbrekzien sind kein sicheres Indiz zur Alterseinstufung, da sie in beiden Serien vorhanden sind.

2.1343 Oberkreide-Alberese: Die Kalk-Mergel-Flysche der O.-Kreide lieferten die häufigsten Olistholithe. Ihr lithologischer Charakter ist der eines typischen "Alberese", d.h. es liegt eine rhythmische Wechsellagerung von Kalksandsteinen (selten Sandsteinen), Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und Tonschiefern vor. Als lithologische Hauptkomponenten sind grobe, gradierte Glaukonitkalke und -kalksandsteine, laminierte Kalksandsteine, gestreifte feinere Kalke, Kalkarenite, feine Sandsteine, splittrige Kalkmergel und siltige, plattige Mergel und Tonschiefer zu unterscheiden (Abb.16). Vereinzelt treten auch gradierte ophiolithische Brekzien (polymikte Psammite) auf. Aufgrund der lithologischen Ausbildung und wegen ihrer Dünnbankigkeit (max. 1,5 - 2,0 m, im Durchschnitt nur 0,3 - 0,8 m mächtige Bänke) lassen sich sämtliche Alberesegesteine in den Olisthostromargille als umgelagerter *Modino-Alberese* ansprechen (vgl. hierzu Kap. 2.114). Auf keinen Fall können diese Gesteine als tektonische Klippen der weitaus dickbankigeren und auch lithologisch etwas ausgebildeten ligurischen (bzw. emilianischen) Helminthoideen-Flysche betrachtet werden (Orocco-, Caio- bzw. Cantiere- und Cassio-Alberese), wie es von den italienischen Bearbeitern dieses Gebietes auf geologischen Detailkarten dargestellt wird (LOSACCO et al., 1963; LOSACCO, 1966; NARDI, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; FAZZINI, 1966; MARCUCCI, 1967).

Die Größe der einzelnen Vorkommen schwankt außerordentlich (einige wenige m³ bis zu einigen 100 m³). Der Erhaltungszustand der meist intensiv verfalteten Schichtpakete (Abb. 68) reicht von einem mehr oder weniger ungestörten Schichtverband - dieser ist nur bei den größeren Schollen zu beobachten - bis zur völligen Auflösung; besonders die kleinen Alberese-Fetzen bestehen nur noch aus völlig boudinierten und brekzierten Bänken. Die Auflösung des Schichtverbandes nimmt auch in den größeren Paketen i.a. in Richtung auf die umgebenden Olisthostromargille deutlich zu. Die Bänke verlieren jeden Zusammenhang, und es bleiben schließlich nur eckige Alberesebrocken in den Argille übrig. Dieses

Phänomen ist vermutlich durch die sekundären Bewegungen der Olistholithe im Schlammstrom während des Transportes verursacht worden.

Ein sedimentärer Übergang Alberese - Fiumalbo-Schiefer ist ca. 550 m nördlich Pietravalta aufgeschlossen. Unter einigen überkippt liegenden Alberese-Bänken erscheinen in konkordanter Lagerung fettigglänzende olivgrüne und schwarze, siltige Schiefer mit mehreren dünnen Lagen stark verwitterter ophiolithischer, grüner Sandsteine in schwankender Mächtigkeit. Die Sandsteine gehen in siltige, grünliche (ophiolithische), schiefrige Mergel über und es schalten sich bis zu 2 m mächtige gradierte Ophiolithbrekzien ein. Dieser Horizont stellt offenbar das Liegende der Fiumalbo-Schiefer dar (s. Kap. 2.1345; Abb. 29).

Die maximale Mächtigkeit der Alberese-Schollen liegt bei ca. 130 m (südlich Pietravalta), i.a. schwankt sie zwischen einigen wenigen Metern und 25 - 30 m.

Verwertbare Faunen lieferten nur die Dünnschliffe. Sie zeigen meist ein O.-Kreide-Alter an (Schwammnadeln, Ticinellen, Globigerinelloides sp., Heterohelix sp., Rotaliporen, Planomalina sp., Kreide-Globigerinen, Siderolites sp., Globotruncanen und Rugoglobigerinen). Alttertiäre (paläozäne) Formen sind zwar selten (kleinwüchsige Globigerinen vom bulloides- und pseudobulloides Typ, Globorotalien, Guembelinen und Pseudohastigerinen), sie zeigen aber, daß der Alberese die Kreide/Tertiär-Grenze überschreitet. Damit ist auch faunistisch der Beweis eines lückenlosen Überganges zu den Fiumalbo-Schiefern erbracht.

2.1344_Cargedolo-Formation: Gesondert von dem O.-Kreide-Alberese sollen der Cargedolo-Alberese und sein stratigraphisch Hangendes, der Cargedolo-Sandstein - beide hier unter dem Namen "Cargedolo-Formation" vereinigt - betrachtet werden, obwohl lithologisch und altersmäßig zwischen beiden Alberese-Typen kein Unterschied besteht.

Die Namen "Cargedolo-Alberese" und "Cargedolo-Sandstein" werden in Übereinstimmung mit REUTTER (1966) benutzt. Die Bezeichnung "Flysch di Cargedolo" bzw. "Formazione di Cargedolo" wurde ursprünglich von MARCUCCI (1965 u. 1967) eingeführt und von BERTOLLI & NARDI (1966) übernommen ('Formation unsicherer Stellung

Nach MARCUCCI (1967), die aus dem Cargedolo-Flysch eine Oligozän-Fauna beschreibt, besteht eine gewisse Analogie zu der 'Canetolo-Formation' (= Kalk-Ton-Serie; ZANZUCCHI, 1963). So soll dieser Flysch ein Äquivalent der in die Canetolo-Formation eingeschalteten Sandsteinserien sein (Ponte Bratica- und Petrigna-Sandstein). Die Autorin



Abb. 16

Ausschnitt aus dem dünnbankigen Oberkreide-Alberese in den Pievepelago-Olisthostromargille, ca. 500 m SE des M. Beccara.

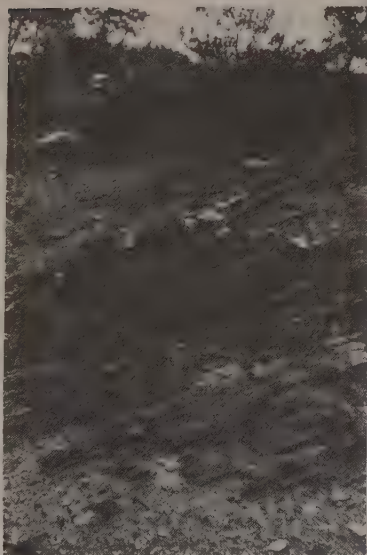


Abb. 17

Cargedolo-Sandstein ca. 1,1 km SW Cargedolo an der Straße nach Riccovolto; die diskordanz-ähnliche Erscheinung (D) ist durch 'slumping'-Phänomene hervorgerufen.

deutet die Flyschplatte bei Cargedolo als Olistholith in einem riesigen Tertiär-Olisthostrom, der die östliche Fortsetzung des Olisthostroms von Rovolo - Vallorsara sein soll, wenn auch dort die 'marne di S.Polo' (= Pievepelago-Mergel) tektonisch darüberliegen.

Oligozän-Faunen konnten in den hier vorgenommenen Untersuchungen nicht nachgewiesen werden. Außerdem entspricht der lithologische Charakter des unteren Teils der Formation dem eines typischen Oberkreide-Alberese. Lithologie und Dünnbankigkeit lassen jedoch den Schluß zu, daß es sich hier um umgelagerten Modino-Alberese handeln muß. Der hangende Sandstein kann als ein laterales Äquivalent der Fiumalbo-Schiefer betrachtet werden (Abb. 18; vgl. Kap. 2.134421).

2.13441 Cargedolo-Alberese: Er erstreckt sich als zusammenhängende, ca. 1,5 km² große Platte vom Dragone-Tal südlich Cargedolo etwa 1 km nach SE (Monterotondo - Abbedina). Damit stellt er den größten Olistholith-Komplex in den Pievepelago-Argille dar. Kleine, isolierte Fetzen ähnlich aussehender Kreideflysche in der näheren Umgebung (entlang des Dragone-Tales von Riccovolto bis Molino di Silvestro und südlich Ca'Pazzaglia) können ebenfalls hierzu gehören.

2.134411 Lithologischer Charakter: In lithologischer Hinsicht bestehen praktisch keine Unterschiede zum Modino-Alberese (Kap. 2.1142), d.h. es handelt sich hier ebenfalls um rhythmische Sequenzen von relativ dünnbankigen Kalksandsteinen, Sandsteinen (selten), Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und Schieferen. Etwas häufiger sind jedoch bis zu 40 cm, meist nur 5 - 10 cm mächtige, graubraune, glimmerreiche, meist laminierte, selten gradierte (turbiditische), mittelkörnige Sandsteine und Kalksandsteine mit organischen Unterflächenstrukturen sowie Belastungs- und Strömungsmarken, die auf einen Materialtransport von W nach E hinweisen.

Weiterhin fallen bis zu 1 m mächtige fein- bis mittelkörnige, graue bis braune, hell angewitterte, gradierte, detritische Kalke auf, die häufig an der Basis kalkarenitisch bis grobsandig ausgebildet sind und stellenweise sogar mit einem schmalen Band einer groben Brekzie bzw. einer Konglomeratlage mit bis zu 3 cm großen Geröllern (meist Kalke, Schieferstückchen, Quarze, Feldspäte und Glaukonit) einsetzen. Die sich aus diesen Kalken entwickelnden, bis zu 1,5 m mächtigen Kalkmergel führen reichlich Helminthoideen-Kriechspuren, Chondriten, Fukoiden, Dendriten und Pflanzenhäusel.

Die Bankmächtigkeiten schwanken i.a. zwischen 20 - 50 cm, maximal werden 1,0 - 1,5 m erreicht (Kalkmergel); die laminierten Kalksandsteine und Sandsteine werden oft nur 5 - 10 cm mächtig.

Einen deutlichen Hinweis darauf, daß es sich hier um umgelagerten Modino-Alberese handelt, geben gradierte, 20 - 30 cm mächtige, grünliche, ophiolithische Brekzien, die in siltige, grünliche und schwarze Schiefer übergehen; sie sind im untersuchten Gebiet bisher nur im Modino-Alberese beobachtet worden.

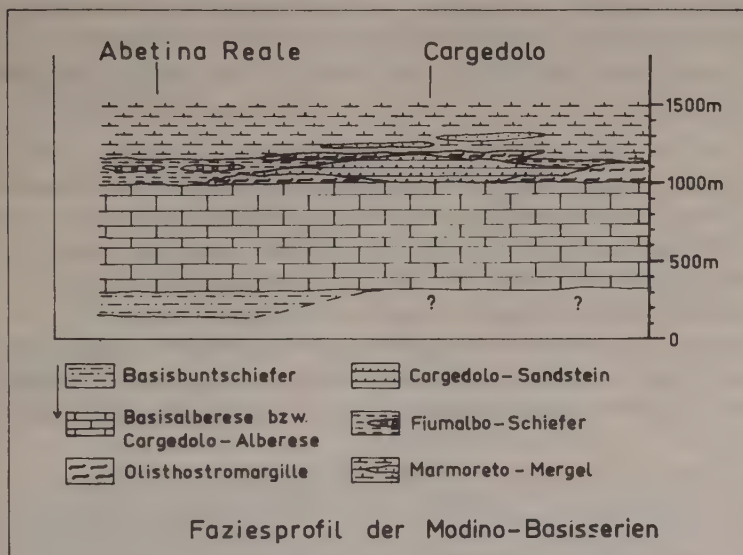


Abb. 18

Zum Hangenden der Serie hin wird die Abfolge dünnbankiger und der Gehalt an Kalksandsteinen und Sandsteinen nimmt zu (Übergang zum Cargedolo-Sandstein). Ebenso steigt der Anteil der Mergel- und Schieferinterstraten. Häufig schalten sich jedoch in dieser Übergangszone noch kleine Olisthostrome ein.

2.134412_Mikrofazies: Die Dünnschliffuntersuchung brachte im wesentlichen das gleiche Ergebnis wie beim Modino-Alberese (s. Kap. 2.1143). Besonders interessant war hier die konglomeratische Basis einiger Kalkbänke:

Schliff 6/68 (ca. 350 m WSW der Brücke über den T.Dragone, südlich Cargedolo)

Gestein: konglomeratische lithische Grauwacke

Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus, selten kalkig-detritisch

Mineralbestand: Quarz (oft undulös auslöschend und stark kataklastisch, z.T. auch mylonitisiert); wenig Feldspat; Chlorit (z.T. Pennin), Biotit, etwas Muskowit; vereinzelt Mikroklin; Apatit; Kalzit (meist als Neubildung); Erz (im Glimmer, Chlorit und Serpentin).

Gesteinsreste: vorwiegend Serpentin (wird oft randlich von einer Kalzitrinde umgeben bzw. vom Kalzit allmählich ersetzt); etwas Granit; Diabas; Hornstein; Mikrite, Intramikrite.

Korngröße: max. 1,8 - 2,0 mm, im Durchschnitt 0,8 - 1,0 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, unsortiert und unklassiert.

2.134413_Mächtigkeit: Sie beträgt im Gebiet zwischen dem Dragone-Tal und Monterotondo ca. 350 - 400 m, mindestens jedoch 330 m (Prof. 16).

2.134414_Fossilien_und_Alter: Die Schiefer und Mergel erwiesen sich als fossilieer. Etwa 200 m südlich der Brücke über den T.Dragone südlich Cargedolo wurden in dunklen, siltigen Schiefern einige Reste von Inoceramus-Schalen (? Inoceramus aff. balticus BÖHM) gefunden. Inocerames-Funde werden auch von BERTOLLI & NARDI (1966) und von MARCUCCI (1966, 1967) angegeben. MARCUCCI hält jedoch sämtliche Inoceramen für umgelagert, da sie, wie erwähnt, aus den mergeligen 'Straten' eine Oligozän-Fauna beschreibt.

Diese Faunen zeigen, ebenso wie die Mergel, aus denen sie isoliert wurden, eine gewisse Ähnlichkeit mit denen der Pievepelago- bzw. Marmoreto-Mergel, die in größerer Verbreitung zu beiden Seiten des Dragone-Tales geometrisch über dem Cargedolo-Alberese anstehen. Die Mergel sind z.T. mittels Franen oder fluviatil hangabwärts transportiert und in Flußläufen über dem dort anstehenden Alberese "pseudostratigraphisch" abgelagert worden. Da die fossilführenden Proben von MARCUCCI (1967) ausschließlich an Flußläufen entnommen wurden, liegt der Verdacht nahe, daß sie aus derartigen Mergeln stammen.

Aufgrund der Faunen in den Dünnschliffen (218/66, 249/66, 250/66, 251/66 und 252/66) und der Inoceramen kann für den unteren Teil der Cargedolo-Formation allgemein nur ein O. - K r e i d e - bzw. für den oberen Teil ein P a l ä o z ä n - A l t e r angenommen werden.

Die z.T. pyritisierte Fauna besteht aus Radiolarien, teilweise eingeregelter Schwammnadeln, kleinwüchsigen Globigerinen (teils Kreide-, teils Paläozän-Globigerinen), Globigerinellen bzw. Pseudohastigerinen, Nodosarien und Guembelinen

2.13442 Cargedolo-Sandstein: Der Alberese geht im Hangenden kontinuierlich in einen dünnbankigen Sandstein über. Ein vollständiger Übergang ist aber nirgends zu beobachten, da sich in dieser Übergangszone meist kleine Olisthostrome einschalten, so ca. 200 m nördlich und 500 m südlich Molino di Silvestro sowie zwischen Molino di Silvestro und Mura; Abb. 18).

Der Sandstein erstreckt sich in einem schmalen Zug nördlich Molino del Grillo bis Prato Polo sowie ca. 600 m südlich Molino di Silvestro und bedeckt ein Areal von etwa 400 m². Zwischen Riccovolto und Molino del Grillo finden sich einige isolierte Schichtpakete aus der Übergangszone Alberese - Sandstein, ohne daß man hier exakt entscheiden kann, zu welcher der beiden Serien sie gehören.

2.134421 Lithologischer Charakter: Es handelt sich bei diesem Schichtglied um eine dünnbankige Wechselfolge von feinen, dunkelgrauen, laminierten Kalksandsteinen und Sandsteinen (Laminite) und dunklen, siltigen Mergeln und Schiefern (Siltite) (Abb. 17). Die Straten werden maximal 50 - 70 cm, im Durchschnitt nur 10 - 20 cm mächtig; oft sind sie auch nur fingerdick. Ein sehr stark ausgeprägtes 'convolute' und 'cross lamination' zeichnet diese äußerst feinkörnigen, kalkigen und glimmerreichen Gesteine aus. Lediglich die mächtigeren Bänke erscheinen grobkörniger und deutlich gradiert (Turbidite). Die Unterflächen sind oft übersät mit Weide-, Fraß- und Kriechspuren sowie kleinen load- und flute-casts, die auf einen Materialtransport von W nach E hinweisen.

Die Mergelinterstraten werden durch das häufige Auftreten von Chondriten, Fukoiden, eingeschwämmtem Pflanzenmaterial und Bitumenschmitzen gekennzeichnet. Selten treten Einschaltungen bis zu 20 cm mächtiger dunkler, teils fein-, teils grobkörniger Kalke und Kieselkalke auf.

An den Grenzen zu den umgebenden Argille bzw. Fiumalbo-Schiefern löst sich der Schichtverband durch Boudinageerscheinungen allmählich auf (Zunahme der Schiefererzwischenmittel, Auflösung der Sandstein- und Kalksandsteinbänke zu unregelmäßigen Linsen, die sich nach und nach verlieren). Auch Slumping-Erscheinungen sind häufig.

Die Kontakte zu den Olisthostromargille sind stellenweise tektonisch; so werden die Sandsteinbänke lokal von Kalkspatgängen diskordant abgeschnitten. Sonst geht der Sandstein i.a. teils in Argille, teils in Fiumalbo-Schiefer über. Ca. 300 - 400 m nördlich Molino del Grillo keilt er rasch

nach W aus. Die sich bei K. 23 darüberlegenden Schiefer nehmen im gleichen Maße an Mächtigkeit zu wie der Sandstein ausdünn. Daher muß er als l a t e r a l e s Ä q u i v a l e n t der Fiumalbo-Schiefer angesehen werden (Abb. 18).

Weiter im E (Prato Polo - Cargedolo), wo keine Fiumalbo-schiefer mehr auftreten, geht der Sandstein unter Einschaltung eines bis zu 100 m mächtigen Olisthostroms in Mergel über, die demzufolge als Marmoreto-Mergel aufgefaßt werden müssen.

2.134422 Mikrofazies: Die Kalksandsteine und Sandstein sind als S u b g r a u w a c k e n anzusprechen (Bio-Intramikrite bzw. Bio-Intraparite).

2.134423 Mächtigkeit: Sie schwankt beträchtlich, bedingt durch das linsenförmige Auftreten des Sandsteins. Die größte Mächtigkeit (200 m) wird im Bach 50 m östlich Prato Polo sowie NE C. Pazzaglia erreicht (Profil 16); weiter im W (Mura) sinkt sie unter 100 m. Ca. 300 m nördlich Molino del Grillo stehen nur noch 30 - 50 m an (Auskeilen des Sandsteins).

2.134424 Fossilien und Alter: Während MARCUCCI (1967) auch den Sandstein in das Oligozän stellt - aus der "serie di Riccovolto", bei der es sich aber einwandfrei um Pievepelago-Sandstein handelt, bestimmte sie eine Oligozän-Fauna -, kann hier nur ein fragliches P a l ä o z ä n - Alter nachgewiesen werden. Faunen lieferten nur die Dünnschliffe (209/66, 210/66, 94/68, 95/68 und 96/68):

Radiolarien, Schwammnadeln, runde bis ovale, hohle, dickwandige Gebilde (? Querschnitte von Crinoidenstielgliedern), Guembelinen (? Chiloguembelinen), Globigerinellen bzw. Pseudo-Hastigerinen, kleine Tertiär-Globigerinen (u.a. Globig. aff. Gl. bulloides BOLLI), auch größere, dickwandige Globigerinen, Nodosarien.

2.1345 Fiumalbo-Schiefer: Neben den Alberesegesteinen stellen die Fiumalbo-Schiefer die häufigsten und größten Olistholith-Komplexe in den Olisthostromargille dar.

In einem schmalen durchgehenden Streifen ziehen sie sich von 'la Croce' SE Pietravolta über 2,5 km nach N entlang bis etwa zur großen Frana SE Riccovolto vecchio. Die westlich Pietravolta anstehenden Schiefer scheinen mit denen bei 'la Croce' in Verbindung zu stehen und sich südlich Riocovolto über den Dragone hinaus bis nach S. Antonio fortzusetzen.

In größerer Verbreitung finden sie sich auch südlich Gova bis zum T.Dolo und dem Fosso Riborello sowie in der Umgebung von Isola

Stellenweise sind die Schiefer stratigraphisch mit dem Kreide-Alberese (Pietravolta; südlich C.Pazzaglia) oder aber mit Mergeln verbunden, die in diesem Fall wohl meist als Marmoreto-Mergel zu bezeichnen sind (im S und N von Riccovolto; bei Cargedolo; südlich Gova), obwohl auch tektonische Verschiebungen zwischen den Schiefern und den Pievepelago-Mergeln an den Grenzen der Olisthostrome denkbar sind (westliche Pietravolta; östlich Rovolo; südlich Gova; bei Isola).

Besonders in den Fällen, wo charakteristische Einschaltungen in den fossiliferen Schiefern fehlen, ist die Zuordnung zu den Fiumalbo-Schiefern unsicher, es könnten auch Buntschiefer des Cenomans vorliegen.

2.13451 Lithologischer Charakter: Lithologisch besteht kein Unterschied zu den "autochthonen" Fiumalbo-Schiefern der Modino-Basisserien (s. Kap. 2.1152). Allerdings sind hier Einlagerungen von Kalken, Kalksandsteinen, Sandsteinen und Ophiolithbrekzien weit- aus häufiger (Abb. 19).

- fein- bis mittelkörnige, dunkelgraue bzw. bräunlich-grünliche, sandige, meist gradierte, fossilführende Kalke und Kalksandsteine in Bänken von 10 - 20 cm, selten bis zu 50 cm und mit Weide-, Fraß- und Kriechspuren sowie kleinen load- und flute-casts auf den Unterflächen; aus diesen Gesteinen gehen graugrüne, sandige, schiefrige Mergel und daraus wieder sehr feinschuppige, siltige, grünliche Tonschiefer hervor. Derartige Straten sind an die braun- und blaugrünen Mergel und Schiefer gebunden.
- bis zu 2 m mächtige, stark boudinierte, bräunliche, grobe Sandsteine (z.B. südlich C.Pazzaglia).
- 1 - 2 cm mächtige Grobsandlagen.
- selten sind violett bis blauschwarz angewitterte, manganhaltige, dunkle, bzw. rötlichbraun angewitterte, hellgraue, harte (kieselige), feine, pelagische Kalke, grünliche, glimmerreiche, mittelkörnige Sandsteine und Kalksandsteine sowie grünliche, feine Mergelkalke und dunkle, sehr tonige, weiche, feine Kalke.

Die roten und blaugrauen Schiefer zeigen bis auf seltene, geringmächtige Kalke und Kalksandsteine eine sehr reine Ausbildung. Oft ist die Abfolge stark verfaltet und intensiv verschuppt mit ockerfarbenen Mergeln (? Marmoreto-Mergel) und mit Olisthostromargille. Als ein weit verbreitetes und besonderes Charakteristikum der Fiumalbo-Schiefer treten ophiolithische Gesteine auf; sie sind an die blaugrauen, olivgrünen und schwarzen Tonschiefer gebunden.

- bunte, meist grünliche, grobe, gradierte, gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzien, teils in max. 2 - 3 m mächtigen Bänken (südlich und nördlich Riccovolto), teils zerrissen zu isolierten bis zu 5 m³ großen Brok-

- ken (SE Pietravolta). Der Sedimentanteil (bis zu 20 cm große eckige, z.T. umkristallisierte, d.h. Kontaktwirkungen zeigende Palombinokalke, gröbere graue und feine grünliche Cenomankalke, Alberesegesteine (Kalke und Kalksandsteine), umkristallisierte Tertiärkalke, gerundete Radiolarite und Kieselkalke) überwiegt sehr stark gegenüber dem Ophiolithanteil (5 - 10 cm große gerundete Serpentine, kantengerundete Diabase, eckige Opikalkzite) (Verhältnis Sediment : Ophiolith = ca. 3 : 1); stellenweise treten auch Granitreste auf. Die Matrix besteht aus einem feinen, durch Hämatit gelegentlich rötlich gefärbten Serpentin-Grus (Abb. 20).
- feinkörnige, schlecht zementierte, grünliche, 10 - 30 cm mächtige, gradierte, "ophiolithische" Sandsteine, die sich aus den groben Brekzien entwickeln (Umgebung von Pietravolta). Hier beträgt der Ophiolithanteil weniger als 10% und ist oft nur in Form von Chloritbeimengungen vorhanden, die aus völlig zersetztem Serpentin entstanden sind.
 - grünliche, fettigglänzende, siltige, "ophiolithische" Mergel und Schiefer, die aus den Sandsteinen hervorgehen. Sie können als das Normalsediment angesehen werden, in die sich die verschiedenen mächtigen polymikten Psammite und Sandsteine einschalten.
 - stark absandende, wenige cm mächtige "Tuffitlagen".
 - feine, hellgrüne K r i s t a l l t u f f e (südlich Gova; im Fosso Riborello).

Oft liegt eine sich wiederholende Wechselfolge polymikter Psammite Sandstein - Mergel - Schiefer vor (besonders im Gebiet nördlich Pietravolta). Dieser Horizont scheint die Basis der Fiumalbo-Schiefer darzustellen, da an mehreren Stellen ein direkter, z.T. sogar stratigraphischer Kontakt zum Oberkreide-Alberese beobachtet wurde (NNE Pietravolta; s. Kap. 2.1343; Abb. 29).

2.13452 Mikrofazies: In Dünnschliffpräparaten wurden besonders die Ophiolithbrekzien, "ophiolithischen Sandsteine" (Ophiolitharenite) und Kristalltuffe sowie die Grobsandlagen und Kalksandsteine untersucht.

Schliff 383/66 (ca. 950 m SW Isola im Fosso Riborello; Abb.32)

Gestein: Kristalltuff.

Grundmasse: stark chloritische, kaum auflösbare, glasartige, kieselssäureiche Matrix mit winzigen Quarz- und Feldspat-Einlagerungen; z.T. auch mit ophitischen Strukturen.

Mineralbestand: Quarz, teils frischer, teils karbonatisierter Kalifeldspat (z.T. ? Sanidin), meist frischer Plagioklas; Feldspäte als winzige Leisten auch in der Grundmasse; große Chloritfetzen, z.T. mit einem Limonitrand; neugebildeter Kalzit; Erz; Zeolithe in Miarolen. In Form kleiner Bröckchen sind Reste von Serpentin, Diabas und Hornstein (?) eingelagert. Der hohe Gehalt an klastischem Material ist typisch für derartige Kristalltuffe.

Korngröße: max. 0,25 - 0,3 mm, im Durchschnitt 0,07 - 0,08 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, typische Aschenstruktur; z.T. mit ophitischem Gefüge.

Schliff 73/66 (ca. 300 m NNW Pietravolta, topographischer Punkt 1167 m).

Gestein: feiner "ophiolithischer" Sandstein ("Ophiolith-Arenit").

Grundmasse: chloritische bis serpentinitische, feine, grünliche Matrix, z.T. auch kalkig-detritisch.

Mineralbestand: eckiger Quarz, stark bis völlig zersetzter Kalifeldspat, weniger Plagioklas (frisch); viel Biotit, Muskowit, Serizit; Chlorit; Glaukonit; Apatit; Erz; Ton-schüppchen.

Korngröße: max. 0,15 mm, im Durchschnitt 0,05 - 0,06 mm.

Gefüge: Die Glimmer sind meist eingeregelt; recht gut klas-siert, schlechter sortiert.

Gelegentlich sind brekzierte Gesteine mit ophikalzitischem Habitus zu finden (Schliffe 500/64 u. 71/66). Sie bestehen fast nur aus grobspätigen Kalzit und Chlorit (Pennin) mit Beimengungen von Quarz, Biotit sowie Tuffit-, Radiolarit-, Marmor- und Diabas-bröckchen.

Die Grobsandlagen sind als lithische Grauwacken (Schliff 494/64), die feinen Kalksandsteine und sandigen Kalke als Intramikrite mit schlierigen Mikritpartien (Schliff 120/66) anzusprechen (zu den groben Ophiolithbrekzien (polymikte Psammite; Schliffe 51/66 u. 69/66) vgl. Kap. 2.1153).

2.13453 Mächtigkeit: Maximal erreichen die Schiefer 100 m (S C. Pazzaglia); zwischen Riccovolto und Pietravolta und südlich Gova sind es noch 75 m. In dem geschlossenen Vorkommen zwischen Riccovolto und der großen Frana südlich Cargedolo schwankt sie zwischen wenigen Metern bis max. 20 m.

2.13454 Fossilien und Alter: Die Faunen in den sandigen Kalken und feinen Kalksandsteinen belegen eine stratigraphische Reich-
weite der Schiefer vom P a l ä o z ä n (? mittleres bis oberes) bis in das C. - E o z ä n:

neben Radiolarien, Schwammnadeln und umgelagerten Kreide-faunen vor allem Guembelinen, Globigerinellen, kleine, dünnwandige Paläozän-Globigerinen und -Globorotalien (Globigerinen vom triloculinoides- und daubjergensis-Typ, Globorotalien vom compressa-Typ) sowie größere, dick-wandige und großporige Eozän-Globigerinen (u.a. Globig. cf. linaperta FINLAY, Globigerinen vom dissimilis-Typ) und -Globorotalien (Truncorotalien vom spinulosa-Typ, Trunco-rotalia cf. aragonensis NUTTAL, Turborotalien vom crassata- und centralis-Typ).



Abb. 19 Gefaltete Fiumalbo-Schiefer (Olistholith in den Pievepelago-Olisthostromargille), ca. 350 m S Riccovolto im Dragone-Tal.

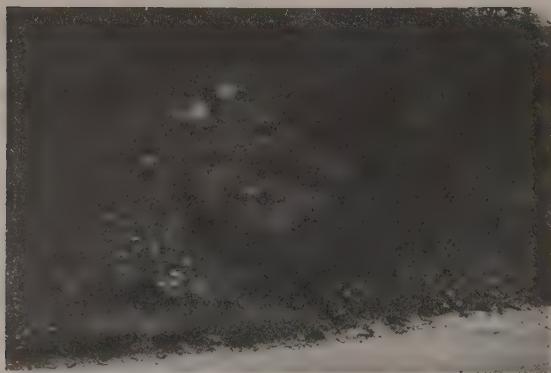


Abb. 20 Fiumalbo-Schiefer mit gradierten, sedimentären Ophiolithbrekzien (Hammer) als Olistholith in den Pievepelago-Olisthostromargille, ca. 800 m N Riccovolto an der Straße nach Cargedolo.

Die Schiefer erweisen sich meist als steril oder liefern nur eine untypische Sandschalerfauna; nur gelegentlich (Probe 245/65) sind daraus auch spezifische Formen des M.- bis O.-Eozäns zu erhalten (*Globigerapsis* sp. *Truncorotalia* sp., *Globigerina linaperta* FINLAY).

2.1346 Marmoreto-Mergel: Größere Fetzen kalkig-siltiger, ookerfarbener, grünlicher und blaugrauer Mergel innerhalb der Olisthostromargille können als Marmoreto-Mergel bezeichnet werden, wenn sie in stratigraphischer Verbindung mit umgelagerten Fiumalbo-Schiefern stehen (W des M. Bercara; bei Cargedolo; S und N Riccivolto; S Gova). Sonst sind sie von den lithologisch völlig gleichartigen Pievepelago-Mergeln der Normalsedimentation kaum zu unterscheiden, da auch die Faunen, die meist U.- bis M.-Oligozän anzeigen, keine deutlichen Hinweise liefern.

Mit derartigen Schwierigkeiten hat man es besonders im Gebiet zwischen Pietravolta und Rovolo sowie südlich Gova zu tun. Zwischen Pietravolta und Rovolo scheinen die Schiefer an vielen Stellen stratigraphisch in Mergel überzugehen, die aber mit den Pievepelago-Mergeln am M. Roncadello in Verbindung stehen. Teile dieser Mergel müssen aufgrund des Auftretens der bunten Schiefer zu den Marmoreto-Mergeln gehören, ohne daß sie aber von den Pievepelago-Mergeln der Normalsedimentation zu unterscheiden sind. Eine stratigraphische Verbindung zwischen bunten Schiefern und ockerfarbenen Mergeln ist nur in den Modino-Basisserien nachgewiesen. Aus diesem Grunde wurden auf der geologischen Karte in diesem Bereich nur Pievepelago-Mergel eingezeichnet. Die intensive Verschuppung zwischen Olisthostromargille und ihren Olistholith-Komplexen (Fiumalbo-Schiefern, Marmoreto-Mergel, Alberese) mit den Pievepelago-Mergeln der Normalsedimentation ist auf den Gleitprozeß der Pievepelago-Formation über die Hangendserien des Cervarola-Sandsteins im Gebiet zwischen Pietravolta - Rovolo - Gova zurückzuführen.

. 14 Cervarola-Sandstein (CS)

erstmalig trennten NARDI & TONGIORGI (1962) den nördlich des Modino-Sandsteins gelegenen Grauwackenkomplex des M. Cervarola von der toskanischen Decke ('falda toscana') ab. Sie betrachteten ihre 'arenarie del M. Cervarola' zwar immer noch als ein Glied der 'serie toscana' s.l., sahen in diesem Komplex jedoch eine besondere toskanische Einheit, die ursprünglich als Übergangsfazies zwischen dem Pseudomacigno der Toskaniden I und der 'formazione arnoso arenacea' der Umbro-Markiden beheimatet gewesen sei. Die 'falda toscana' reicht nach diesen Autoren nur bis zur M. Orsaro-

M.Cetona-Struktur. NARDI (1965) modifizierte diese Theorie dahingehend, daß Modino- und Cervarola-Sandstein zusammen mit ihren stratigraphisch verbundenen Mergel- und Olisthostromserien als "complesso del M.Modino-M.Cervarola" eine sedimentäre Fortsetzung des toskanischen Macignos darstellen sollten. Damit schloß NARDI (1965) den Komplex wieder an die 'falda toscana' an und betrachtete ihn als "semiautochthones" Bindeglied zwischen dem toskanischen und dem umbro-markiden Autochthon.

Eine weitere Modifizierung erfuhren diese Gedankengänge durch BALDACCI, ELTER et al. (1967) (vgl. Kap. 2.118 u. D. 2.6). Sie sehen im Cervarola-Sandstein die sedimentäre Fortsetzung des Pseudomacignos der Apuaner Alpen.

In der italienischen Literatur hat der CS des Untersuchungsgebiete eine häufig wechselnde Interpretation erfahren:

- Klassische Epoche: autochthones Eozän ('arenaria inferiore (macigno)', LOTTI & ZACCAGNA, 1913); 'arenarie e marne bormidiane' (Miozän) (Sandstein N Gova), PANTANELLI, 1883.
- 'Macigno' (Eozän); PRINCIPI (1930), ANELLI (1938) u.a.
- 'Macigno, tipo B'; SIGNORINI (1935 u. 1945 a)
- 'marnoso arenacea' (Sandstein nördlich Civago); DAINELLI, 1955; AZZAROLI, 1955, GHELARDONI et al., 1962.
- oligozäner 'arenaria macigno'; LOSACCO (1966).
- autochthone 'serie del macigno' (Oligozän/Miozän); FAZZINI & GELMINI (1966).
- 'arenarie del Monte Cervarola'; NARDI, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; FAZZINI, 1966; MARCUCCI, 1967; (nur der Sandstein nördlich Civago!).
- 'arenarie del Monte Modino'; NARDI, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; FAZZINI, 1966; MARCUCCI, 1967; (nur die Sandsteine nördlich Gazzano und Gova).

Von den italienischen Geologen - auch von den 'Faldisten' der Pisaner Schule (u.a. BALDACCI, ELTER et al., 1967) - wird heute der CS zusammen mit seinen hangenden Mergeln als stratigraphischer Abschluß der 'serie toscana' s.l. angesehen, abgelagert in einem nordöstlichen Bezirk (Gebiet des "autoctono apuano").

REUTTER (1966, 1968, 1969), v.STRUENSEE (1967), HEYMANN (1968) RENTZ (1967) u.a. ordnen, wie erwähnt, den CS der emilianischen 'Modino-Cervarola-Einheit' zu.

2.141 Vorkommen: Als durchgehender Komplex reicht der CS von Civago bis zum Lago di Bolsena, ca. 80 km nördlich Rom. Mit hoher Wahrscheinlichkeit sind ihm auch die Sandsteine von Pracchiola (ZANZUCCHI, 1963; GOLDBERG, 1965) und von Bobbio (SCHLÜTER, 1968; REUTTER & SCHLÜTER, 1968) anzugliedern.

Im untersuchten Gebiet bildet der CS zwei Sattelstrukturen (Antiklinalen von Gazzano und Gova). Nördlich Civago, wo der gesamte hier steilstehende Komplex entlang einer Straße sehr gut aufgeschlossen ist, liegt der herausgehobene und aufgeschleppte SW-Rand des Sedimentationsbeckens vor (Kap. D.2.512). Die kleineren, lokal eng begrenzten Vorkommen südlich Riccovolto sowie südlich C-Pazzaglia und Ca'di Giorgi bilden die östliche, stark gestörte Fortsetzung dieser Zone.

Die besten Aufschlüsse liefern die tiefen canyonartig eingeschnittenen Durchbruch-Täler des T.Dolo.

2.142 Lithologischer Charakter: Der CS stellt wie der Macigno, der Cerreto-, Modino- und Pievepelago-Sandstein eine r h y t h - m i s c h e W e c h s e l f o l g e von schnell sedimentierten Turbiditen und Laminiten dar. Jedoch weichen die sedimentologischen Charakteristika in den einzelnen Vorkommen z.T. erheblich voneinander ab. Die stärkste sedimentologische Differenzierung weist der Sandstein nördlich Civago auf.

Wie bei den übrigen tosko-emilianischen Flyschsandsteinen kann man je nach dem Überwiegen der Turbidite oder der Laminite eine D r e i t e i l u n g des gesamten Sandsteinkomplexes in eine untere Laminit-, eine mittlere Turbidit- und eine obere Lamnitfolge feststellen. Es bleibt aber zu berücksichtigen, daß auch in der Laminitfolge vereinzelt turbiditische Sandsteine vorkommen können und umgekehrt.

Der untere, ca. 40 m mächtige Laminitabschnitt ist nur nördlich Civago sowie südlich Riccovolto am T.Dragone aufgeschlossen. Der CS entwickelt sich hier kontinuierlich aus den Mergeln (Kap. 2.1312). Die Abfolge besteht aus bis zu 30 cm mächtigen dunklen, sandigen, fein- bis mittelkörnigen Kalken, Kalksandsteinen und Sandsteinen, die schlecht oder gar nicht gradiert sind, dafür aber ein deutlich ausgeprägtes 'convolute lamination' zeigen. Hieraus gehen dunkle, siltige, sandige, glimmerreiche Mergel und Schiefer hervor, die oft scherben- oder stengelartige verwittern und bis zu 15 cm mächtige dunkle Kieselkalke enthalten.

Die obere Laminitfolge ist ähnlich ausgebildet. Vollständig ist sie nur nördlich Gazzano entwickelt und bis zu 50 m mächtig (Abb. 22). Der Übergang in die hangenden Mergel vollzieht sich hier genauso gleichmäßig wie der zu den Pievepelago-Mergeln im Liegenden (Kap. 2.1312). Lokal ist die Laminitfolge stark oder völlig unterdrückt, so daß der turbiditische Abschnitt unter Abnahme der Sandsteine direkt in die Mergel übergeht (nördlich Gova an der Staumauer nördlich Gazzano).

Das charakteristische Niveau des CS ist der turbiditische mitlere Abschnitt. Er ist in allen Vorkommen vorhanden, wenn auch in schwankender Mächtigkeit und mit variierenden sedimentologischen Besonderheiten (Abb. 21). In den charakteristischen max. 2,5 - 4 m, im Durchschnitt 1 m mächtigen, aus turbulenten Suspensionsströmen rasch sedimentierten Grauwackenbänken ist der von der Strukturfolge T_{a-e} nach BOUMA (1962) am stärksten ausgebildete, feinkonglomeratische untere Abschnitt stets deutlich gradiert mit bis zu 1 cm großen Geröllen an der Basis (meist Quarze, aber auch Kalke, Kalksandsteine und Schieferbrocken). Der Übergang in das feingeschichtete, im Vergleich zum unteren, groben Teil sehr geringmächtige obere Niveau erfolgt nur sehr langsam. Bedingt durch den hohen feinen Siltgehalt ist das obere Niveau häufig durch eine schichtinterne Verfältelung ('convolute lamination') mit breiten Mulden und hohen, spitzen Sätteln, gelegentlich auch Überkippten Strukturen ausgezeichnet. Seltener tritt eine kleindimensionale Kreuzschichtung ('cross lamination') auf. Der Übergang in die siltigen Mergel und Schiefer vollzieht sich sehr rasch.

Die Bankunterseiten der Turbidite sind übersät mit für Flyschsandsteine typischen Strukturen: neben Weide- und Fraßspuren vor allem Erosions- und Belastungsmarken: lange groove- und slide-casts (Schleifmarken; Abb. 23, 24), flute-casts (Kolkmarken), load-casts (Belastungsmarken), fröndescens- und prod-casts sowie brush-marks. Diese Strukturen sind besonders schön auf den Unterflächen der steilstehenden, an der Straße Civago - Villa Minozzo sehr gut aufgeschlossenen Bänke nördlich Civago zu beobachten.

Aus den Strömungsmarken ergibt sich nördlich Civago eine Richtung von 120 - 130° (von NW nach SE), nördlich Gazzano von 110° (NW nach SE) und bei Gova eine aus WNW kommende Strömung. In der gleichen Richtung verlief sicher auch die



Abb. 21 Hangender Teil des horizontal liegenden Cervarola-Sandsteins ca. 550 E des Poggio Gazzano; Blick nach N; D = durch 'slumping'-Phänomene hervorgerufene Diskordanz.



Abb. 22

Gut geschichteter Übergangsbereich Cervarola-Sandstein - Sestola-Vidiciatico-Mergel im Fosso Campamparda ca. 500 m SW Rovolo.



Abb. 23 Unterflächenstrukturen (lang durchhaltende groove- und slide-casts) im steilstehenden Cervarola-Sandstein N Civago an der Straße nach Villa Minozzo; Strömungsrichtung: $120 - 130^{\circ}$ von NW (links) nach SE.



Abb. 24 Unterflächenstrukturen (groove- und slide-casts) im steilstehenden Cervarola-Sandstein N Civago an der Straße nach Villa Minozzo.

Trogachse. Es ist aber unmöglich, die Liefergebiete aller tertiären Flyschsandsteine des Nordapennins, die alle ähnliche Strömungsrichtungen zeigen, im NW (Raum Genua) zu suchen (vgl. hierzu Kap. 2.17).

Die Grauwacken haben im frischen Zustand eine graue bis grau-grüne Farbe. Sie sind mittel- bis grobkörnig, glimmerreich und enthalten reichlich eingeregelter Tonschieferfetzen. Die dickbankigen Grauwacken werden nur durch dünne Tonlagen getrennt, die dünneren Bänke gehen in bis zu 20 - 30 cm mächtige dunkle, siltige, sandige, glimmerreiche, von Wurmbauten durchzogene Mergel und Schiefer über. Diese Interstraten werden im laminierten Abschnitt bis zu 1,5 m mächtig. Die Mächtigkeiten der Mergel- und Sandsteinbänke verhalten sich umgekehrt proportional zueinander. Nördlich Gova erscheinen die Sandsteine infolge eines hohen Gehaltes an leicht verwitternder kalkiger Matrix schlecht zementiert und mürbe. Sie sanden daher leicht ab und zeigen für den CS sonst ungewöhnliche runde, molasseartige Verwitterungsformen. Charakteristisch sind hier bis zu 1 m mächtige Hornsteinlinsen. In dunklen, sandigen, harten Kalkmergeln NE Gova und W Isola treten dazu schöne Weidespuren vom Typ "Scolicia" auf (? Schneckenspur).

Der CS im Gebiet nördlich Civago zeigt häufig 'slumping structures' als Produkte plastischer Deformation im noch unverfestigten Sediment (submarine Rutschungen innerhalb eines Horizontes). Je nach der Stärke derartiger Rutschungen und dem Grad der Verfestigung des davon betroffenen Horizontes führten diese Gleitprozesse zu mannigfachen sedimentologischen Erscheinungen: diskordante Lagerung eines Horizontes innerhalb der Sandsteinfolge, linsenförmig zerlegter Sandstein sowie wirr verfaltete und zerrissene Sandsteinbänke in einer Schiefermatrix. Die Auflösung des Schichtverbandes kann dabei so weit gehen, daß nur noch gerundete, bis zu 1 m^3 große Brocken der umgebenden Sandsteine, seltener Kalksandsteine und dunkle, harte Kalke in einer dunklen Matrix aus feimbrekziösen, ungeschichteten, sandigen, glimmerreichen Schieferen, Mergeln und Kalkmergeln vorliegen (Abb. 26) ("sandstone balls or pillows", SMITH 1916).

Diese synsedimentär "tektonisierte" Sandsteinzone, die als am weitesten fortgeschrittener "Slump" betrachtet werden kann, tritt in zwei 5 - 10 m mächtigen Horizonten (einer im mittleren und einer im oberen Teil) nur im Sandstein nördlich Civago und dessen

östlichen Fortsetzung südlich Riccovolto und südlich C.Pazzaglia auf.

Die Zerstörung und Auflösung der Bänke durch die synsedimentären Rutschungen hat offenbar erst nach der Ablagerung der unmittelbar darauffolgenden Bänke stattgefunden. Denn auch sie sind z.T. noch von der Auflösung betroffen. Bei dem weniger gut entwickelten Horizont im mittleren Teil kann es sich um eine synsedimentär angelegte Störungszone handeln. Ihre Entstehung wird von BRANDI & NARDI (1966) durch seismische Erschütterungen kurz vor Ankunft der allochthonen Liguriden (= Olisthostromargille) erklärt. Das Auftreten einer ähnlichen Zone im mittleren Teil des CS spricht jedoch gegen einen ursächlichen Zusammenhang mit der postulierten Liguriden-Überschiebung.

Ein weiteres lithologisches Charakteristikum des CS - das aber nur in dem Sandsteinkomplex nördlich Civago in Erscheinung tritt sind Konglomerat-Horizonte, eingelagert als getrennte linsenförmige Einschaltungen in verschiedenen Niveaus im Hangenden des CS mit einer stark schwankenden Mächtigkeit (Abb.25) (E des T.Dragone zwei je 5 m bzw. 2,5 m mächtige Zonen; S Riccovolto und bei 'Torre degli Amorotti' ein einziger 8 - 10 m mächtiger Horizont; SE Fontanaluccia über 20 m).

Die Konglomerate setzen im allgemeinen ziemlich abrupt über einer etwas unregelmäßigen Sandsteinbank ein. Im Prinzip gleichen sie den wesentlich komplexeren und mächtigeren Konglomerat-Zonen im Hangenden des Cerreto-Sandsteins (Kap. 1.55): in einer dunklen, tonig-bituminösen, sandigen Matrix liegen regellos eingestreut bis zu 30 cm große Gerölle stark brekziöser Quarze und Sedimentgesteine (feine, dunkle, kieselige, harte Kalke mit feinverteiltem Pyrit und gelegentlichen Globotruncanen, Radiolarien und Milioliden; Kieselkalke, Hornsteine, Radiolarite, Kalksandsteine, Kalkarenite, Sandsteine, Mergel und Schiefer). Seltener sind Metamorphite, Magmatite und Vulkanite (Gneise, Glimmerschiefer, Marmore, Quarzite; stark metamorphosierte und tektonisch durchbewegte bzw. mylonitisierte Aplit-, Alkalkalkgranite und Granodiorite; grobkörnige Quarzporphyre). Erwähnenswert ist eine Schnecke (*Turritella* sp.), die als exotischer Bestandteil in dem Konglomerat gefunden wurde. (Über die genetische Interpretation der "Konglomerate" und deren Herkunft s. Kap. 1.55 und 2.17).

Der CS nördlich Civago ist durch einen Fazieswechsel nach NW hin gekennzeichnet. Der CS i.e.S. keilt in dieser Richtung etwa auf der Linie Cervarolo - topographischer Punkt 1320 m aus und wird zunächst durch eine dünnbankige Wechselfolge dunkler, siltiger, sandiger harter Mergel und Schiefer mit dunklen, sandigen, harten, kieseligen, gradierten, häufig gestreiften Kalcken und Kieselkalcken sowie ebensolchen teils gradierten, teils laminierten, feinen Kalksandsteinen ersetzt (auf der geologischen



Abb. 25

"Pebbly-mudstone"
(Konglomerat-Horizont)
im Cervarola-Sand-
stein bei 'Torre
degli Amorotti'.



Abb. 26

Synsedimentär tekto-
nisierte Zone im
Cervarola-Sandstein
(hier im Kontakt
mit dem ungestörten
Sandstein, linke
Bildseite), ca. 200 m
NE 'Torre degli
Amorotti' an der
Grenze zu den
Sestola-Vidiciatico-
Olisthostromargille.

Karte als "kalkig-mergelige Übergangsfazies" bezeichnet). Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 30 - 40 cm. Vereinzelt treten noch bis zu 5 m (!) mächtige, linsenförmige Turbiditbänke auf, die aber weiter nach NW hin völlig verschwinden. Schließlich geht diese Abfolge noch weiter nordwestlich in kompakte, zunächst gut, später ungeschichtete Mergel über, die mit den Pievepelago-Mergeln identisch sind und nur noch vereinzelt Einlagerungen von Kalken, Kalksandsteinen und Sandsteinen enthalten (Abb. 27). Parallel zum Auskeilen des Sandsteins macht sich

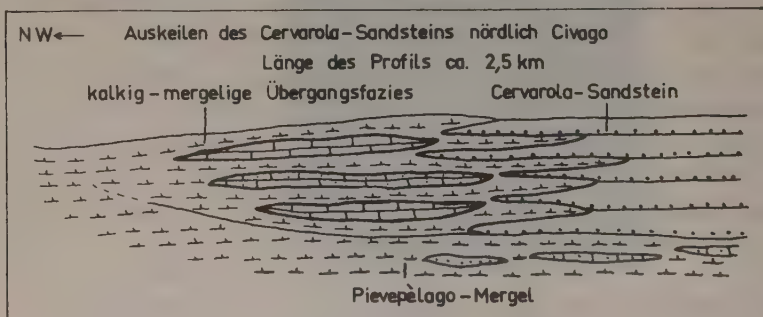


Abb. 27

eine Mächtigkeitszunahme der Pievepelago-Mergel bemerkbar, während an der nordwestlichen Verbreitungsgrenze auf kurzer Entfernung eine Mächtigkeitsreduzierung auf unter 50 m zu beobachten ist. Das Sedimentationsbecken des CS muß also in diesem Raum primär geendet haben.

Bis Pracchiola (Prov. Parma) taucht dann der CS an keiner Stelle mehr auf (der Modino-Sandstein am M.Ventasso wurde von NARDI (1965) und von BALDACCI, BRANDI et al. (1967) irrtümlicherweise als Cervarola-Sandstein gedeutet). Die Beantwortung der Frage, ob sich längs dieser Erstreckung das Sedimentationsgebiet des CS ursprünglich fortgesetzt hat, erscheint schwierig. Die stark externe Lage des Modino-Sandsteins am M.Ventasso (KRAMPE, 1964) könnte ein primäres Ausweichen des Cervarola-Troges bedingt haben. Heute müßte dann der CS weiter im N unter der Bedeckung allochthoner ligurischer und emilianischer Einheiten zu vermuten sein.

Ein ähnlicher Fazieswechsel in südöstlicher Richtung ist auch westlich Pietravolta angedeutet, verbunden mit einer starken Mächtigkeitszunahme der Pievepelago-Mergel (M.Roncadello). Allerdings liegt hier kein endgültiges Ende des Sedimentations-

trogos vor. Vielmehr deuten die kleineren isolierten Sandsteinvorkommen S Riccovolto und E des T.Dragone auf eine Differenzierung des Troges in mehrere kleine Teilbecken hin. Diese Zerlegung wurde durch tektonische Komplikationen noch verstärkt (Kap. D. 2.512), was sich in der Tatsache andeutet, daß hier der Kontakt zu den umgebenden Gesteinen der Pievepelago-Formation stets tektonisch ist (Prof. 13 bis 16). NARDI (1965) vermutet dagegen in diesem Raum einen stratigraphischen lateralen Übergang zwischen Sandstein und "red beds" (= Pievepelago-Olisthostromargille mit Mergeln und Fiumalbo-Schiefeln).

Ein Vermergeln des Sandsteins in nordwestlicher Richtung ist auch nördlich Gova zu beobachten. Die turbiditischen Grauwacken dünnen auf kurze Entfernung aus, werden zu Linsen zerlegt und gehen schließlich ganz in ungeschichtete, kalkige (? Sestola-Vidiciatico-) Mergel über (Abb. 69).

Der Sandstein nördlich Gazzano zeigt dagegen in keiner Richtung einen derartigen Fazieswechsel. Hier ist nur eine generelle Abnahme der Bankmächtigkeiten nach NW hin festzustellen, was man aber ebenfalls als einen Hinweis auf ein nahes Trogende werten kann.

Eine Mächtigkeitsabnahme in südwestlicher Richtung (s. Kap. 2.144) deutet auf ein analoges primäres Trogende auch nach SW hin (Prof. 10). Der in die Luft ausstreichende, überkippte Flügel des CS nördlich Civago stellt den herausgehobenen und aufgeschleppten SW-Rand des Sedimentationsbeckens dar und geht unter einer starken Mächtigkeitsreduzierung wahrscheinlich vor dem endgültigen Auskeilen noch einmal in einen normalen Flügel über (vgl. Kap. D. 2.512).

All diese Verhältnisse weisen auf ein stark gegliedertes Sedimentationsbecken mit einem ausgeprägten differenzierten Untergrund hin.

Die steile Lagerung des CS N Civago hat stellenweise zum Umknicken (H a k e n w e r f e n) und, besonders an Störungen, zum völligen Abbrechen bis zu 30 m mächtiger Schichtpakete geführt.

Östlich Gova am T.Dolo wird der CS diskordant von der "allochthonen" Gleitmasse der Pievepelago-Formation überlagert (Prof. 9, 10, 18; Abb. 72; Kap. D. 3.31). Streng genommen ist diese Gleitmasse parautochthon, da sie Schichtglieder der gleichen tektonischen Einheit überfährt. Bei der lokal begrenzten Überschiebung sind

z.T. die hangenden Partien des CS und vereinzelt auch die Hangendmergel völlig abgeschert.

Abschließend sollen noch einmal die wichtigsten Unterschiede zum Modino-Sandstein herausgestellt werden (vgl. hierzu Kap. 2.17 Der Cervarola-Sandstein

- a) ist glimmerreicher,
- b) deutlich dünnbankiger und mergeliger,
- c) im frischen Bruch grau, während der MS eine grünliche Farbe hat,
- d) weist eine deutlichere Dreiteilung (Laminite - Turbidite - Laminite) auf,
- e) zeigt ein ausgeprägteres 'convolute lamination' als Folge von Punkt a) und b) und
- f) enthält nach CIPRINAI & MALESANI (1964) im Gegensatz zum Modino-Sandstein und zum Macigno Dolomit im Zement.

2.143 Mikrofazies: Petrographisch können vier Typen unterschieden werden:

- 1) feinkonglomeratische lithische Grauwacken,
- 2) grobe feldspatische bis lithische Grauwacken,
- 3) feinere feldspatische Grauwacken und Subgrauwacken (z.T. laminierte, feine Sandsteine und Kalksandsteine) sowie
- 4) Mikrite und Intramikrite (detritische Kalke).

Zwischen den ersten drei Typen gibt es fließende Übergänge.

Schliffe 111/64, 605/65, 194/66, 352/66, 358/66 u. 121/67
Gestein: grobe bis feinkonglomeratische lithische Grauwacke.
Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus mit Quarz, Feldspat u.

Glimmer; z.T. stark tonig-bituminös bis kalkig-detritisch
Mineralbestand: Quarz (oft mit diagenetischem Reaktionssaum aus Serizit, Chlorit u. Karbonat; oft undulös auslöschend u. stark kataklastisch; z.T. völlig mylonitisiert); stark bis völlig saussuritierter u. karbonatisierter Kalifeldspat, etwas Mikroklin u. Perthit; frischer, vereinzelt zonar gebauter Plagioklas (z.T. Schachbrettalbit); Muskowit, Serizit, Biotit, Chlorit; Biotit u. Chlorit oft als Pennin vorliegend; Serpentinneubildungen (? Pseudomorphosen nach Hornblende); neugebildeter u. klastischer Kalzit akzessorisch treten auf: Glaukonit, Apatit, Rutil, Zirkon völlig zertrümmerter Granat u. Erz.

Gesteinsreste: Mikrite u. Biomikrite, Biosparite (umkristallisierte grobspätige Kalke mit Radiolarien u. neugebildeten, idiomorphen Feldspäten), Hornsteine, Kieselkalke, Quarzite, Quarzit- oder Kieselschiefer, Glimmerschiefer, Gneise (z.T. Augengneise), Marmore, stark zersetzte u. tektonisch durchbewegte Granite (Aplitgranite mit Mikroklin u. Myrmekit; Schriftgranit; Alkalikalkgranit), dioritisches Material, ?Tuff- oder Lapillireste, grobe Quarzporphyre, Quarz-Feldspat-Mylonite, Serpentinite.

Korngröße: max. 3,5 mm bis 6,5 mm, im Durchschnitt 0,7 - 1,5 in der feinkörnigeren Matrix max. 0,1 - 0,3 mm, im Durchschnitt 0,08 - 0,15 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, unsortiert, unklassiert; vereinzelt mit "Fließgefüge".

Durch steigenden Feldspatgehalt (bis zu 50 % der klastischen Komponente) gibt es alle Übergänge zu den feldspatischen Grauwacken (Schliffe 11/64, 110/64, 366/64, 371/64, 447/65, 112/66, 382/66 und 475/64). Ihr petrographischer Bestand ist der gleiche wie in den oben beschriebenen Gesteinen; an Gesteinsresten kommen jedoch noch Diabase (Spillite) und Ophikalzite hinzu. Die feinkörnigeren Kalksandsteine und z.T. auch die groben, detritischen Kalke sind petrographisch ebenfalls ähnlich aufgebaut, nur daß hier die Grundmasse gegenüber dem klastischen Material zunimmt, der Anteil an Gesteinsresten rapide zurückgeht und sich ein plattiges Gefüge einstellt (Laminite).

2.144 Mächtigkeit: Seine maximale Mächtigkeit erreicht der CS im Untersuchungsgebiet mit 650 m nur nördlich Civago, wobei allerdings damit gerechnet werden muß, daß im Hangenden kleine Partien abgeschert sind. Weiter im E sinkt sie sogar auf ca. 200 m (Scoltenna-Tal; REUTTER, 1966; REUTTER & SCHLÜTER, 1968), um dann im Bologneser Apennin rasch wieder auf über 2000 m anzusteigen (HEYMAN, 1968; v. STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1966).

In den kleinen Vorkommen im Dragone-Tal und östlich davon stehen nur 100 - 120 m (S Riccovolto) bzw. 170 - 250 m an (S und SE C.Pazzaglia). Hier ist aber zu vermuten, daß der CS teilweise durch die allochthone Pievepelago-Formation abgeschnitten und verdeckt wird (Profile 13, 14, 15, 16).

Nördlich Gazzano sind etwa 200 - 300 m und bei Gova max. 550 m aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt allerdings weit über 650 m, so daß hier, ebenso wie beim Modino-Sandstein, eine generelle Mächtigkeitsreduktion sowohl nach SW als auch nach in nordwestlicher Richtung anzunehmen ist. Die im Vergleich zum CS im Dardagna- und Reno-Tal wesentlich geringere Gesamtmächtigkeit kann darauf beruhen, daß

- 1) der gesamte Sedimentationstrog des CS sowohl in westlicher als auch in südlicher Richtung primär endete oder
- 2) große Teile des CS (besonders nördlich Civago) durch die hier sehr mächtigen Olisthostromserien ersetzt werden. Das würde auch z.T. die im Vergleich zum Sandstein weiter im SE deutlich älteren Faunen erklären.

2.145 Fossilien und Alter: Die Faunen in den Dünnschliffen und Schlammproben konnten für eine Altersbestimmung nicht herangezogen werden, da sie zu wenig charakteristisch und zum größten Teil umgelagert sind. Lediglich etwas kalkigere Mergel am Rande des

"pebbly-mudstone" bei 'Torre degli Amorotti' erbrachten eine reiche und gut bestimmbare Foraminiferenfauna mit überwiegend benthonischen Formen, auf deren Aufzählung hier verzichtet wird. Bemerkenswert ist das gemeinsame Auftreten von allochthonen älteren, stark korrodierten und jüngeren autochthonen, sehr gut erhaltenen Faunenelementen in diesem Horizont.

Die Proben 622/65, 119/67 u. 120/67 führen: *Globigerina praebulloides praebulloides* BOLLI, *Globig. tripartita tripartita* KOCH, *Globig. angustiumbilitata* BOLLI, *Globerinita dissimilis* (CUSHM. & BERM.), *Globig. ita cf. unicava unicava* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globigerinoides cf. quadrilobatus immaturus* BOLLI, *Globoquadrina cf. dehiscens dehiscens* (CHAPM., PARR & COLLINS), *Globorotalia* (*Turborotalia*) *obesa* BOLLI, ?*Bioerbulina* (*Porticulasphaera*) *transitoria* (BLOW) sowie Formen, die an *Sphaeroidinellopsis seminulina* (SCHWAGER) erinnern.

Nach der Biozonengliederung von BLOW (1967) (Abb.63) gehört diese Fauna etwa in den Bereich der Zonen N.5- N.7 (Grenzbereich "Aquitana" - "Burdigala"). Da Orbulinen fehlen, wird das "Langhiano" der italienischen Literatur, dessen Untergrenze mit der Basis der Zone N.9 zusammenfällt, nicht erreicht.

Von der gleichen Loaklität beschrieben GHELARDONI et al. (1963) eine mittelmiozäne (!) Fauna mit Orbulinen, die vom Verf. aber trotz mehrfacher Probennahme nicht gefunden wurden. BERTOLLI & NARDI (1966) beschreiben aus dem Sandstein bei Gova, den sie mit dem Modino-Sandstein korrelieren, ebenfalls eine Miozän-Fauna.

Der CS erweist sich hier also deutlich älter im Vergleich zum CS im Dardagna-Tal (HEYMANN, 1968) und bei Castiglione dei Pepoli (HEMMER, 1966). So stellt HEYMANN den CS aufgrund von Orbulinen in den Zeitraum oberstes Oligozän bis oberes Burdigal. Da die Pievepelago-Mergel aber mit Sicherheit bereits die Oligozän/Miozän-Grenze überschreiten, dürfte der CS erst vom "Aquitana" an sedimentiert worden sein. Die Abgrenzung nach oben erweist sich hier als schwierig, da die hangenden Mergel merkwürdigerweise oft ältere (oligozäne) Faunen zeigen (Kap. 2.1515). Erst die Gesteine der Suviana-Serie sind etwas jünger und schließen damit stratigraphisch an den CS an.

2.15 Sestola-Vidiciatico-Serie

In Übereinstimmung mit REUTTER (1966, 1968), HEYMANN (1968), v. STRUENSEE (1967), HEMMER (1966), RENTZ (1967) und GÜNTHER & RENTZ (1968) werden die hangenden Serien des Cervarola-Sandsteins unter dieser Bezeichnung zusammengefaßt. Sie erstrecken sich etwa vom Futa-Paß (HEMMER, 1966) bis hierher in das Dolotal, wo sie eine maximale Mächtigkeit von über 1000 m erreichen.

Diese Serie besteht wie die Pievepelago-Formation im Liegenden des CS aus einem Normalsediment (Mergel), in das sich mächtige Olisthostrome einschalten. Allerdings fehlen die resedimentierten Sandsteine in den Mergeln. Die Serie wird unterteilt in

- 2) eine Olisthostromargille mit den dazugehörigen Olistolith-Komplexen und
- 1) die Sestola-Vidiciatico-Mergel (Normalsedimentation).

2.151 Sestola-Vidiciatico-Mergel (SV-Mergel)

Diese Mergel wurden in früheren Arbeiten immer mit dem unterlagernden "Macigno" zusammengeworfen. Später verwechselte man sie infolge ungenügender Kenntnis der tektonischen Verhältnisse z.T. mit den älteren Pievepelago-Mergeln. So bezeichneten sie GHELARDONI et al. (1962) als 'argille di Vidiciatico' bzw. als 'marne di Civago'. NARDI (1965) nannte sie 'marne di S.Michele' (= fP₃). Die SV-Mergel N Gazzano und zwischen Gova und Macognano wurden von NARDI (1965), BERTOLLI & NARDI (1966) und FAZZINI (1966) als Pievepelago-Mergel gedeutet, da diese Autoren den Sandstein im Liegenden als 'Modino-Sandstein' betrachten.

2.1511 Vorkommen: Die Mergel sind beschränkt auf die Antiklinalen von Gazzano und Gova; nördlich Civago fehlen sie. Die besten Aufschlüsse befinden sich am Poggio Gazzano sowie in dem sehr ausge dehnten Vorkommen südlich Macognano.

2.1512 Lithologischer Charakter: Die SV-Mergel sind als stratigraphische Fortsetzung der Normalsedimentation (Marmoreto- und Pievepelago-Mergel) zu betrachten. Wie im Kap. 2.142 beschrieben, gehen die Mergel unter Zunahme der Zwischenschichten kontinuierlich aus dem Cervarola-Sandstein hervor. Plötzliche Übergänge (z.B. an der Staumauer nördlich Gazzano) können durch synsedimentäre tektonische Bewegungen verursacht sein.

Lithologisch gleichen die SV-Mergel denen der Pievepelago-Formation (Kap. 2.1312). Im Gegensatz zu diesen sind sie jedoch ziemlich rein. Einlagerungen von Sandsteinen und Kalksandsteinen treten selten auf, Kalke, die durch steigenden Karbonatgehalt aus den kalkigen Mergeln entstehen, kommen häufiger vor. Eine besondere lithologische Komponente sind seltene "ophiolithische", grünliche, feine Arkosesandsteine (Kap. 2.1513).

Nördlich Gova treten im Liegenden der Mergel zwei je 0,5 - 1 m bzw. 2 m mächtige Horizonte sehr kalkiger, geschichteter Mergel auf,

die sehr stark brekziös und reich an zerbrochenen Foraminiferen ('Foraminiferenmergel') und Glaukonit sind.

2.1513_Mikrofazies: Die umkristallisierten "o p h i o l i t h i s c h e n" A r k o s e s a n d s t e i n e zeigen folgenden Mineralbestand:

Schliffe 74/64, 491/64; 427/65, 428/65 (am Poggio Gazzano bzw. 300 m südwestlich davon): eine grobspätige, neugebildete (chemische) Kalzitmasse wird durchzogen von unregelmäßigen Serpentin- und Chloritschnüren (der Chlorit ist oft in Serpentin umgewandelt). Darin finden sich idiomorphe, weitgehend von Kalzit verdrängte Feldspäte (meist Plagioklas), vereinzelt auch etwas klastischer Quarz und Biotit; akzessorisch sind Zirkon und Erz (Pyrit, Limonit) beigemengt. Der Chlorit bildet gelegentlich runde oder ovale Aureolen. Die Struktur ist z.T. porphyrisch. Der Kalzit löscht im Dunkelfeld in großen Feldern aus (max. 0,7 - 1,5 mm, sonst nur 0,1 - 0,2 mm große Felder). Größe der Feldspäte: 0,2 - 0,3 mm, max. 1,3 mm.

Schliff 476/64 (Mergelzone nördlich Gova)

Gestein: reiner Arkosesandstein ("ophiolithisch")

Grundmasse: tonig-kalkig, detritisch; z.T. stark chloritisch; fein imprägniert mit Limonit oder Hämatit.

Mineralbestand: fast nur Feldspat, meist als Plagioklas vorliegend (idiomorph; rel. frisch bis leicht saussuritiisiert), weniger als Kalifeldspat (meist stark zersetzt); sehr viel Chlorit, z.T. in Form von Aureolen und häufig in Serpentin umgewandelt; Rutil; Erz (Pyrit, Limonit, Hämatit).

Gesteinsreste: Diabase und Diabasporphyrite.

Korngröße: max. 0,75 mm, im Durchschnitt 0,1 - 0,13 mm.

Gefüge: richtungslos körnig, recht gut klassiert und sortiert.

Gelegentlich auftretende grobe, gradierte Sandsteine und Grobsandlagen sind petrographisch als l i t h i s c h e G r a u w a c k e n zu bezeichnen.

2.1514_Mächtigkeit: Ihre größte aufgeschlossene Mächtigkeit zeigen die Mergel jeweils auf dem Kulminationspunkt der Antiklinalen.

250 m bis max. 350 m stehen in der Umgebung des Poggio Gazzano an, 250 - 300 m S Macognano. Da sie in unterschiedlichen Niveaus durch die Olisthostromargille ersetzt werden können, schwankt die Mächtigkeit der Mergel von Aufschluß zu Aufschluß. Sie sinkt südwestlich Rovolo auf unter 50 m. Weiter nördlich verschwinden die Mergel fast völlig, so daß die Olisthostromargille unmittelbar den Cervarola-Sandstein überlagern.

2.1515_Fossilien und Alter: Anhand der reichen Foraminiferenfaunen, die überwiegend aus benthonischen Formen bestehen, konnte eine genaue zeitliche Einstufung vorgenommen werden.

Oft belegen die Faunen (besonders die aus den unteren Horizonten der SV-Mergel) nur ein M.- bis O.-Oligozän-Alter. Die Mergel sind aber mit Sicherheit jünger, wie die folgenden Proben beweisen. Hinweise, daß die älteren Faunen umgelagert sind, haben sich nicht erbringen lassen. In den folgenden Faunenbeschreibungen wird auf die Aufzählung der insignifikanten benthonischen Formen verzichtet.

Probe 325/67: *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Glob. tripartita* KOCH, *Glob. angustiumbilicata* BOLLI, *Glob. cf. venezuelana* HEDBERG, *Globigerinita dissimilis* (CUSHM. & BERM.), *Globorotalia* (*Turborotalia*) *cf. opima* BOLLI, *Globor.* (*Turbor.*) *opima nana* BOLLI, *Globor.* (*Turbor.*) *cf. opima continua* BLOW, *Globor.* (*Turbor.*) *obesa* BOLLI, Übergangsformen von *Globor.* (*Turbor.*) *opima* BOLLI zu *Globor.* (*Turbor.*) *kugleri* BOLLI. Diese Fauna ist in den Grenzbereich Oligozän/Miozän zu stellen (Zonen N.3 - N.4 nach der Biozonengliederung von BLOW, 1967; Abb. 63).

Probe 86/65: *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Glob. cf. ampliapertura* BOLLI, *Glob. praebulloides praebulloides* BLOW, *Globigerinita cf. unicava unicava* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globigerinoides quadrillobatus trilobus* REUSS, *Globigerinoides cf. sicanus* DE STEFANI (?), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (CHAPMANN, PARR & COLLINS), ?*Sphaeroidinellopsis cf. seminulina* (SCHWAG.), *Globorotalia* (*Turborotalia*) *cf. mayeri* CUSHM. & BERM. (?), *Globor.* (*Turbor.*) *obesa* BOLLI. Diese Fauna vereinigt in sich die jüngsten Formen der SV-Mergel und hat eine stratigraphische Reichweite etwa von N.6 - N.8 (unterstes bis oberstes "Burdigal").

Generell kann für die SV-Mergel ein Alter angenommen werden, das etwa der Grenze "Aquitana" - "Burdigal" (Zonen N.6 - N.7 nach BLOW, 1967) entspricht. Die hangenden Teile können bis in das oberste "Burdigal" reichen (Zone N.8). HEYMANN (1968) stellt entsprechende Mergel ebenfalls in das oberste Burdigal.

152 Olisthostromargille (SVO)

Für diese Olisthostromargille gilt das gleiche wie für die der Pievepelago-Formation (Kap. 2.133 u. 2.134). Sie sind lithologisch genauso aufgebaut und unter den gleichen Sedimentationsbedingungen wie diese, nur zu einem etwas späteren Zeitpunkt entstanden. Sie enthalten auch die gleichen Olistholithe und Olistholithkomplexe, wozu jetzt allerdings noch die Gesteine der Pievepelago-Formation kommen. Einzelne Schichtfolgen der Modino-Basisserien können hier bereits zum vierten Male umgelagert sein (Kap. 6).

2.1521_Vorkommen: Die SVO stellen das mächtigste Schichtglied der Sestola-Vidiciatico-Serie dar und bedecken ein Areal von ca. 40 km². Sie erstrecken sich von Fontanaluccia im S bis Macognano im N und von Rovolo im E bis Novellano im W.

2.1522_Lithologischer Charakter: Als lithologische Hauptkomponenten treten dunkle Tonschiefer, in die verschieden große und verschiedene alte Gesteinsbrocken und -platten (Olistholithe) eingelagert sind, auf. Die Schiefermatrix ist in ihrer Gesamtheit umgelagert und setzt sich aus Modino-Basisargille, Modino-Buntschiefer und z.T. wohl auch aus Fiumalbo-Schiefern einerseits, sowie umgelagerten Anteilen der Modino- und Pievepelago-Olisthostromargille andererseits, zusammen. Da die Matrix der letzteren ebenfalls ausschließlich aufgearbeitetes Material der Modino-Basisargille und -Buntschiefer zeigt (Kap. 2.118 u. 2.133), wird letzteren Endes die Tonschiefermatrix aller Olisthostromserien der Modino-Cervarola-Einheit ausschließlich durch umgelagerte Modino-Basisargille und -Buntschiefer gebildet (das Schiefermaterial ligurischer Olisthostromvorläufer ist aus diesen Betrachtungen herausgenommen; s.u.). Hinweise auf eine Beteiligung anderer Serien am Aufbau der Schiefermatrix (z.B. der Tonschieferzwischenlagen von Alberesegesteinen und verschiedener Grauwackenflysche) sind nicht vorhanden. Die Frage, ob die Tonschiefer mitgeführte, umgelagerte Anteile der Normalesedimentation (Marmoreto- oder Pievepelago-Mergel) teilweise oder völlig assimiliert haben, muß unbeantwortet bleiben; der stellenweise mergelige Habitus der Schiefer könnte dafür sprechen.

Die SVO bilden das letzte Schichtglied der Modino-Cervarola-Einheit. Ihr sedimentologisches Erscheinungsbild ist das eines typischen Olisthostroms (Abb. 31). Lokal ist der Schichtverband jedoch teilweise (Gazzano; zwischen Costalta und Novellano) oder vollständig erhalten wie z.B. südlich Romanoro (Abb. 30). Hier liegt eine Wechsellagerung von Schiefer (bis zu 1,5 m mächtig, grünlich bis dunkelgrau, stark siltig und glimmerreich) und Kalk vor (mausgrau bis grünlich, im angewitterten Zustand gelblich-braun, fein, hart, kieselig, bis zu 30 cm mächtig). Dieser Horizont stellt vermutlich ein umgelagertes, ungestörtes Schichtpaket der Modino-Basisargille dar (vgl. hierzu auch Kap. 2.1333).

Die Olistholithe bestehen aus den gleichen Gesteinen wie die im Kap. 2.1333 unter Punkt 1 bis 7 beschriebenen. Der Gehalt an Olistholithen und vor allem an größeren Olistholith-Komplexen ist i.a. in den SVO deutlich geringer als in den Pievepelago-Olisthostromargille (mit Ausnahme des Gebietes um Gazzano). Hier macht sich offenbar die häufigere und intensivere Umlagerung der Gesteine bemerkbar; härtere Komponenten wurden dabei wohl bereits zum großen Teil brekziiert oder mylonitisiert.

Ein Charakteristikum der SVO sind eozäne fossilführende Kalke, Kalksandsteine und Kalkarenite, die besonders im Gebiet nördlich und westlich Costalta, östlich Muschioso und nordwestlich Pietravolta konzentriert sind. Entsprechende Gesteine gibt es in den Modino-Basisserien nicht. Folglich müssen sie aus einer anderen Einheit stammen. Hier bietet sich vor allem die ligurische Kalk-Ton-Serie an. Diese Olistholithe müssen als Reste von Olisthostrom vorläufern der ersten ligurischen Gleitdecke (Liguriden I; Kalk-Ton-Einheit) angesehen werden (s. Kap. 3.22).

Die Olistholithe der SVO umfassen Gesteinsserien von der Jura/Kreide-Grenze (Radiolarite, Maiolica, Ophiolithe) bis zum Oligozän (Mergel und Sandsteine der Pievepelago-Formation) (Abb. 32,33).

Erwähnenswert sind ein Diabasvorkommen SW Case Pelati und ein Serpentin ca. 1,3 km N Pietravolta, da solche Gesteine in den SVO sehr selten auftreten.

Schliff 373/65 (Diabas) zeigt lange Plagioklasleisten in arboreszierender Struktur, Klinopyroxene (z.T. Augite mit Zonarbau; oft bei der Abkühlung protoklastisch zerbrochen), Chlorit (in Amygdalen, auch "gangförmig"), Epidot, Zoisit, Karbonat, Pyrit und Hämatit. Die Struktur des Gesteins weist auf eine schnelle Abkühlung hin (oberflächen-naher Effusivbereich).

Schliffe 224/64, 12/66 u. 13/66 (Serpentin) zeigen teilweise völlig durch Kalzit verdrängten Maschenserpentin mit Relikten von Klinopyroxenen; Quarz (in Drusen), Pyrit, Limonit und Hämatit; randlich geht das Gestein in eine Brekzie über mit klastischem Quarz und Kalifeldspat (stark zersetzt), Chlorit und Serpentin (z.T. als Pennin vorliegend). Das Gestein wird von Lizardit-Gängen (= Asbest-Varietät) durchzogen.

5.1523 Mächtigkeit: Sie ist schwer abzuschätzen, da der Einfluß der intensiven Spezialfältelung im Mikro- und einer ebenso starken Verschuppung im Makrobereich nicht mehr festzustellen ist. Es ist mit ca. 600 - 700 m zu rechnen (zwischen Costalta und dem M.Penna; Prof. 9); südwestlich Gova scheinen es über 1000 m zu sein (Prof. 18).

2.1524_Fossilien_und_Alter: Die Tonschiefer lieferten bis auf primitive Sandschalter keine Fossilien. Die Olistholithe führen Faunen des Neokoms (Palombinokalke), des Genoman/Turons (Buntschiefer), der O.-Kreide (? Alberese; Abb. 33), des Paläozän/Eozäns (Fiumalbo-Schiefer) und des Oligozäns (Pievepelago-Mergel). Durch die stratigraphische Verbindung mit den liegenden Gestola-Vidiciatico-Mergeln ist das Alter der SVO mit etwa Grenze "Aquitane"/"Burdigal" bis mittleres "Burdigal" festgelegt. Die Altersabgrenzung nach oben ist sehr schwierig, da fossilführende Normalsedimente nicht mehr darüber abgelagert wurden. Dadurch ergeben sich hier auch gewisse Schwierigkeiten hinsichtlich der genauen zeitlichen Einordnung der jungen orogenen Bewegungen (s. Kap. D. 6).

Weiter im E werden die Argille noch jünger eingestuft (unteres Helvet, HEYMANN, 1968). Hier wird die Olisthostromserie durch die Suviana-Serie (Burdigal - Helvet) unterbrochen (v.STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1966). (Über die Altersangaben der italienischen Autoren s. Kap. 2.1335).

2.153 Olistholith-Komplexe in den SVO

Es handelt sich hier um die gleichen Komplexe wie in den Pievepelago-Olisthostromargille (Kap. 2.134), d.h. um umgelagerte Modino-Basisserien. Nur kommen hier noch die Gesteine der Pievepelago-Formation hinzu (Mergel und nochmals umgelagerte Olisthostromargille; Sandsteine wurden nicht beobachtet). Auffallend ist das Fehlen von Anteilen der mächtigen Flyschgrauwacken (Modino- und Cervarola-Sandstein), obwohl theoretisch auch diese umgelagert sein könnten.

Die Tertiär-alberese-Platten ("Kalke vom Gropo del Vescovo") von Cervarolo und vom M.Surano (NARDI, 1965, und BERTOLLI & NARDI, 1966, = "calcarei di Civago") müssen als Reste von Olisthostromvorläufern der ersten ligurischen Gleitdecke (Kalk-Ton-Einheit) oder als Relikte einer ehemals existierenden Liguriden I-Decke betrachtet werden (Kap. 3.21), da analoge Gesteine in den Modino-Basisserien fehlen.

Es werden hier nur Komplexe beschrieben, die in den Pievepelago-Olisthostromargille nicht beobachtet wurden.

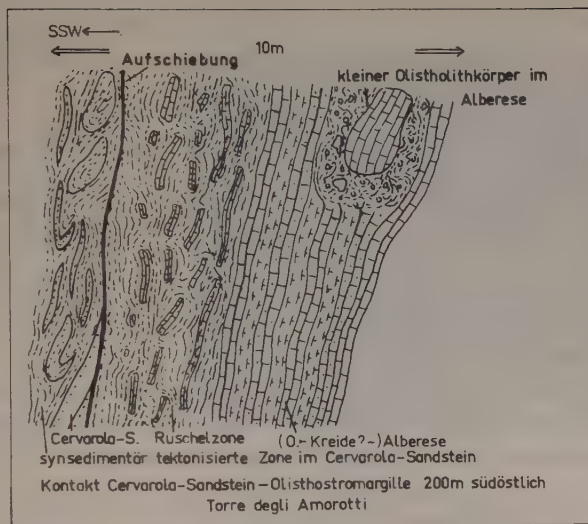


Abb. 28

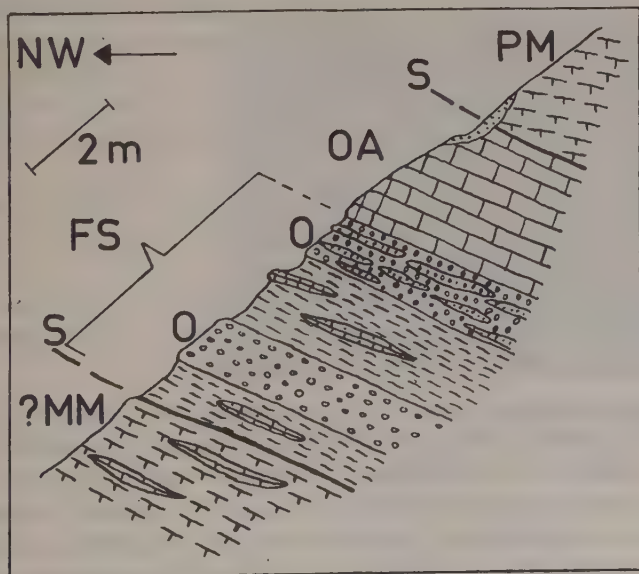


Abb. 29

Sedimentärer
Kontakt zwi-
schen Fiumalbo
Schiefer (FS)
und Oberkreide
Alberese (OA)
ca. 550 m N
Pietravolta.

PM = Pieve-
pelago-
Mergel.
S = Störung.
O = Ophiolith-
brekzien
der Fiumal-
bo-Schiefer
MM = Marmoreto-
Mergel.

2.1531_Cenomankalke von Ca'Vecchia: Ca. 400 m südwestlich Ca' Vecchia stehen in einem 20 x 25 m großen Aufschluß gut gebankte, dünnbankige, stark zerklüftete, weiche Mergelkalke an, die hellbraun bis gelblich angewittert sind und im Anschlag eine bräunlich-grüne bis graue Farbe zeigen.

Schliff 386/66 (ca. 250 m SSW Ca'Nuova - Ca'Vecchia)
Gestein: Foraminiferen-Biomikrit (feiner, leicht detritischer Kalk).

Mineralbestand: winziger klastischer Quarz, etwas ?Kali-feldspat; eingeregelter Muskowit, Serizit, Biotit; Kalzit (teils klastisch, teils neugebildet), Erz (Pyrit, Limonit).

Fauna: Radiolarien, Tintinniden (umgelagert), Pithonella sp., Nodosarien, Heterohelliciden, Globigerinelloides sp., Ticinellen (u.a. Ticinella cf. roberti GANDOLFI).

Alter: Oberalb bis Untercenoman.

Dem Alter nach bestehen deutliche Zusammenhänge mit einer Buntschieferserie. Weiter südlich treten in Verbindung mit den Kalken feine tonige, grünlich-braune fossililere Mergel auf.

2.1532_Ostia-Sandstein: Als vermutlich umgelagerter Ostia-Sandstein der Modino-Basisserien sind graue und braune, teils gradierte, teils ungradierte, fein- bis mittelkörnige Kalksandsteine und grünlich-graue Sandsteine ca. 1 km SW Gazzano zu betrachten. Ein Schichtverband ist kaum erkennbar, doch scheinen diese Gesteine maximal 1,5 m mächtige Bänke zu bilden. Es läßt sich eine NW-SE streichende, nach NW unter die Argille abtauchende Sattelstruktur erkennen.

Die Kalksandsteine und Sandsteine können als Intramikrite (-sparite) bzw. als lithische Grauwacken angesprochen werden.

Diese, dem Ostia-Sandstein ähnlichen, fossilileren Gesteine gehören vermutlich dem Zeitraum Cenoman/Turon an. Der ganze Sandsteinkomplex ist nur wenige Meter (? 10 m) mächtig.

2.1533_Fiumalbo-Sandstein: Über die stratigraphische Zugehörigkeit kleiner Vorkommen, oft nur einige m³ großer Brocken grünlicher, grober, gradiertter Sandsteine lassen sich an den meisten Lokalitäten nur Vermutungen anstellen. Lediglich südlich Strinati östlich Macognano und südlich Rovolo konnte ein deutlicher Zusammenhang zwischen derartigen Sandsteinen und den Fiumalbo-Schiefer nachgewiesen werden. Daher werden sie bis auf weiteres als 'Fiumalbo-Sandstein' bezeichnet, obwohl sie sich lithologisch

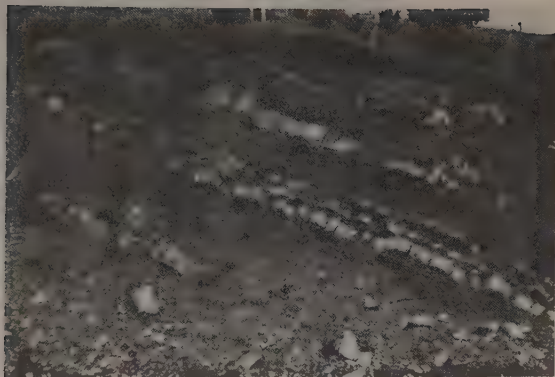


Abb. 30 Gut gebankte Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille ca. 1 km S Romanoro an der Straße nach Rovolo. Tonschiefer mit Palombinokalken.

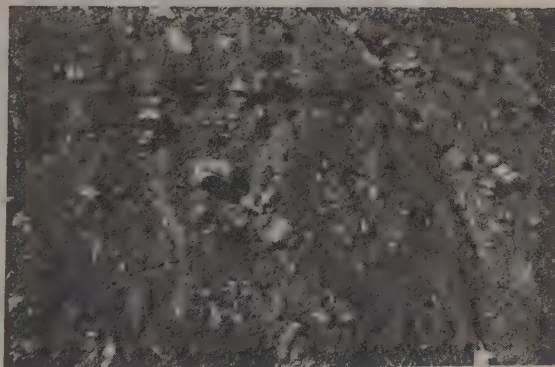


Abb. 31 Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille ca. 650 m W Cervarolo an der Straße nach Villa Minozzo.

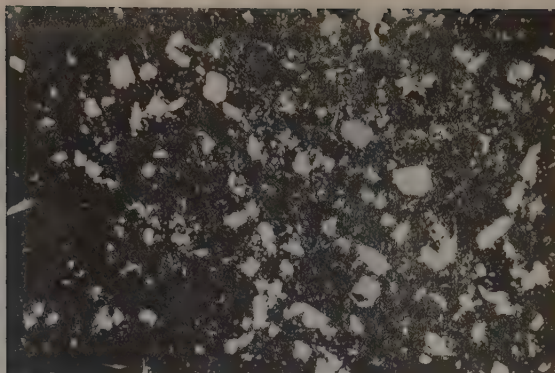


Abb. 32 Kristalltuff aus den Fiumalbo-Schiefern im Fosso Riborello (SW Isola) mit typischer Aschenstruktur sowie einem hohen Gehalt an klastischem Material (Quarz, Feldspat) und Zeolithen in Microliten.
Schliff 383/66 Vergrößerung: 30x

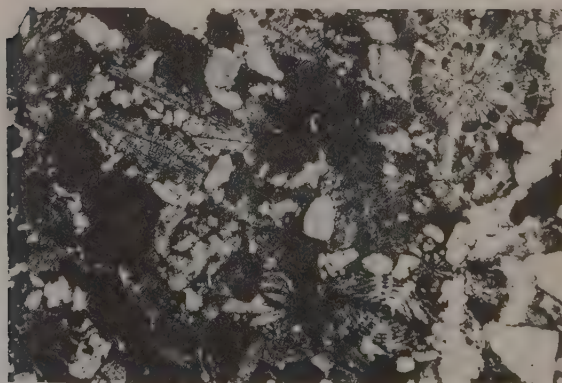


Abb. 33 grober organogener Kalkarenit (Biosparrudite) aus den Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille SE Strinati mit Siderolites calcitrapoides LAMARCK, Orbitoides medius d'ARCH., Lepidorbitoides sp., Sulcoperculina sp., Rotaliiden, Globotruncanenresten und Resten von Mollusken, Bryozoen, Algen, Korallen und Echinodermen (Alter: Campan - Maastricht).
Schliff 597/65 Vergrößerung: 12x

von dem typischen, an Fukoiden reichen Sandstein an der Typ-lokalität Fiumalbo nördlich des Abetone-Passes (REUTTER, 1966) doch deutlich unterscheiden.

Die Sandsteine erscheinen meist grobkörnig, z.T. auch konglomeratisch, glimmer- und chloritreich, oft stark brekziös, schlecht zementiert und übersät mit Tonschmitzen und Limonitflecken. Östlich Macognano sind sie wesentlich feinkörniger, leicht laminiert, z.T. von heller Farbe und liegen im wesentlichen als feine Kalksandsteine vor.

Südlich Rovolo bildet der gefaltete Sandstein bis zu 2,5 m, im Durchschnitt nur 5 - 30 cm mächtige Bänke. Er geht i.a. in bis zu 20 cm mächtige oliv- bis bräunlichgrüne, siltig-sandige, sehr fein zerscherte und schiefrige Mergel über. Der ganze Komplex ist hier umgeben von reinen blaugrünen bis grünlichbraunen, siltigen, z.T. recht mergeligen Tonschiefern (Fiumalbo-Schiefer).

Das überwiegend vorhandene geopetale Gefüge (graded bedding) weist diese Sandsteine als typische Turbidite aus. Unterflächenstrukturen sind verhältnismäßig selten und nur in den dünnbankigeren Straten zu beobachten. Die dickbankigen, massigen, schlecht gradierten, konglomeratischen Sandsteine können als Fluxoturbidite angesprochen werden.

Petrographisch sind diese Gesteine teils als f e l d s p a t i s c h e, teils als l i t h i s c h e G r a u w a c k e n zu bezeichnen.

Schliffe 312/64, 374/64, 172/65, 173/65, 586/65 u. 143/68
Gestein: feldspatische Grauwacke.

Grundmasse: rel. wenig; teils feiner Gesteinsdetritus, teils feinfilzig (mikritisch), tonig-kalkig, detritisch; vereinzelt stark chloritisch (Schliff 143/68); oft Korn-an-Korn-Bindung.

Mineralbestand: etwa gleichviel Quarz u. Feldspat, z.T. stellen die Feldspäte über 60 % der Intraklasten; oft undulös auslöschend u. stark kataklastisch, z.T. auch mylonitisiert (374/64); häufig überwiegt der Kalifeldspat, vereinzelt mit Perthit-Entmischungen; rel. viel Glimmer: chloritisierter u. gebleichter Biotit, Muskowit u. Serizit; Chlorit (z.T. als Pennin vorliegend); Biotit u. Chlorit gelegentlich mit Rutil (Sagenit); neugebildeter, selten klastischer Kalzit; Zoisit u. Epidot als Zersetzungsminerale; akzessorisch treten auf: Apatit, Glaukonit, Rutil, Granat, ?Titanit, Hornblende u. Erz (Pyrit, Limonit).

Gesteinsreste: Mikrite u. Biomikrite, Lutite (feine, pelagische Kalke, z.T. mit Radiolarien; selten siltige, feine Mergel u. Schiefer), Intramikrite (tonig-detritische, feine Kalke), Hornstein, Kieselkalk, Gneis, Serpentin und stark zersetzter Diabas (Spillit).

Korngröße: max. 0,7 - 1,2 mm, im Durchschnitt 0,1 - 0,2 mm.
Gefüge: richtungslos körnig bis leicht eingeregelt; i.a.
schlecht sortiert u. klassiert.

Die gröberen Sandsteine (lithische Grauwacken) sind petrographisch ähnlich ausgebildet, nur ist hier ein höherer Gehalt an Gesteinsresten zu beobachten (neben den oben aufgezählten noch Quarzit, Kieseliefer, Glimmerschiefer, ?Marmor, Porphyre aus der Gruppe der ?Dazit sowie Aplitgranite). Feinkörnige, grüne, schlecht zementierte Sandsteine sind als "Ophiolithsande" anzusprechen.

Meist bauen nur wenige Bänke diesen Komplex auf. Östlich Macognano und südlich Rovolo stehen maximal 10 m an. Fossilien haben die Sandsteine und Mergel-Zwischenlagen nicht geliefert. Da die stratigraphische Verbindung mit den Fiumalbo-Schiefern wenigstens lokal gesichert scheint, kann auch für den Sandstein ein eozänes Alter angenommen werden (Grenze Paläozän/Eozän bis O.-Eozän).

2.16 Suviana-Serie

Unter dieser Bezeichnung werden Sandsteine und Mergel zusammengefaßt, die im Hangenden des Cervarola-Sandsteins folgen.

Ihre stratigraphische Position ist im Untersuchungsgebiet eine völlig andere als weiter im SE (Poretta Terme - Lago di Suviana - Lago di Brasimone; v.STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1966). Dort erscheinen sie als ein durchgehender kontinuierlicher Horizont erst nach Einschaltung eines Olisthostroms über den Sestola-Vidiciatico-Mergeln; die Basis der Serie bilden Mergel. Hier im Dolotal folgen dagegen Sandsteine als Basis der Serie fast unmittelbar auf die Sestola-Vidiciatico-Mergel, ohne daß sich größere Olisthostrome dazwischenschalten (Abb. 34; Prof. 11, 12, 18). Diese treten erst im Hangenden der Suviana-Serie auf. Westlich der Typlokalität Lago di Suviana ist die Abfolge wesentlich diskontinuierlicher; hier liegen nur noch kleine isolierte Vorkommen in den Olisthostromargille (REUTTER, 1966, 1968; HEYMANN, 1968). HEYMANN zieht daraus den Schluß, daß es sich bei der Suviana-Serie um ein laterales Äquivalent (d.h. um eine Randfazies) des Cervarola-Sandsteins handelt. Durch Hebungen im unteren Helvet sollen Teile dieser Randfazies als Olistholithe innerhalb großer Schlammströme (Olisthostromargille der Sestola-Vidiciatico-Serie) gravitativ von NE her verfrachtet worden sein.

Die Interpretation von HEYMANN (1968) kann auch für das isolierte Vorkommen bei Costalta gelten. Die dort anstehenden Mergel und Sandsteine können als Olistholithe der Suviana-

er ie bei Algara und dem M.delle Coste betrachtet werden. Durch Hebungen während des (?) Burdigals sind in dem nordöstlichen Bezirk Teile der Suviana-Mergel und -Sandsteine von den sich darüberlegenden Olisthostromen mitgerissen worden. Ein Teil der Olisthostrome der Sestola-Vidiciatico-Serie müssen also zu einem geringen Teil auch aus NE gekommen sein (vgl. Kap. 6).

Im Arbeitsgebiet sind vier verschiedene Lithotypen zu unterscheiden mit einer maximalen Gesamtmächtigkeit von 700 - 800 m:

- d) Konglomerate in den Suviana-Mergeln
- c) Suviana-Mergel
- b) Übergangsfazies vom M.delle Coste
- a) Suviana-Sandstein.

.161 Suviana-Sandstein (SS)

Der Sandstein bei Algara wird auf den geologischen Detailkarten von BERTOLLI & NARDI (1966) und FAZZINI (1966) als Cervarola-Sandstein dargestellt, die gesamte Suviana-Serie in diesem Gebiet von NARDI (1965) als Pievepelago-Formation (fP₂; Mergel mit eingeschalteten Sandsteinen). LOSACCO et al. (1963) verbinden den SS bei Algara mit dem (Cervarola-) Sandstein im Dolotal östlich von Sestola (= 'macigno'). Die Mergel und Sandsteine bei Costalta werden dagegen von keinem dieser Autoren erwähnt.

.1611 Vorkommen: Der Sandstein ist auf zwei relativ kleine Vorkommen bei Algara (ca. 300 - 400 m²) und bei Costalta (200 - 300 m²) beschränkt.

.1612 Lithologischer Charakter: Der Suviana-Sandstein unterscheidet sich von allen anderen tertiären tosco-emilianischen Flysch-Sandsteinen durch seine auffallend grüne Farbe, hervorgerufen durch einen hohen Gehalt an Chlorit, Serpentin und Ophiolithresten. Der SS ist i.a. grobkörnig bis feinkonglomeratisch und erscheint in Bänken von 2 - 3 m (Abb.35). Der oft molasseartige Habitus ist eine Folge der schlechten Zementation (rundliche Verwitterungsformen; stark absandend) und einer 'inversen Gradierung'. Im mittleren Teil der Bänke oft kugelförmige bzw. blasenartige, besser zementierte, härtere Partien heraus.

Die mächtigeren Turbidite werden durch dünne Tonlagen getrennt, die dünneren Bänke gehen in 10 - 20 cm mächtige, siltig-sandige, grünlich-grünliche Mergel und Schiefer über. Nur in diesen inneren Bänken sind Gradierung und Unterflächenstrukturen voll

entwickelt. Die oft konglomeratistische Basis der mächtigen Turbidite enthält bis zu 3 - 4 cm große Gerölle. Die Mächtigkeit der Konglomeratlagen schwankt zwischen 0,75 m und max. 2 m.

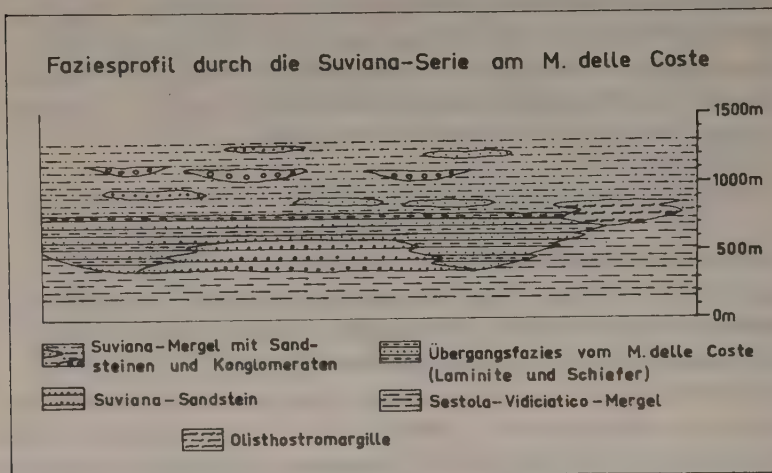


Abb. 34

Unter den meist gut gerundeten Geröllen überwiegen Quarze und Serpentine; daneben fallen vor allem rote Radiolarite sowie schwarze, dunkelgraue und grünliche Kieselkalke und Hornsteine auf. Von den restlichen Sedimentiten seien noch feine Sandsteine und Kalksandsteine, Schiefer- und bis zu 30 cm lange, helle, fossilreiche Mergellinsen sowie feine, fossilführende, detritische Kalke erwähnt (Biointramikrite mit Schwammnadeln, Ostrakoden, Radiolarien, Calpionellen, Nodosarien, Heterohelicien, ?Ticinellen und kleinen Globigerinen der Kreide und des Alttertiärs), Magmatite und Vulkanite, die durch meist völlig mylonitisierte, tektonisch stark durchbewegte, (geschieferte) und zersetzte Granite (Aplitgranite, Alkalikalkgranite, Schriftgranite), Granodiorite und durch Andesite repräsentiert werden, treten demgegenüber zurück. Metamorphite wurden - von den geschieferten Graniten einmal abgesehen - nicht beobachtet (Schliffe 332a-o/67).

Der Übergang in die hangende "Übergangsfazies vom M. delle Coste" ist häufig stark gestört durch Boudinage- und Slumping-Erscheinungen (zwischen Algara und dem Poggio Mandria), die den Schichtverband weitgehend aufgelöst haben. Sonst vollzieht sich der Übergang teils abrupt (nördlich Giunziona; hier ist die Übergangsfazies sehr geringmächtig), teils kontinuierlich (Poggio Mandria).

Die Häufigkeit und Mächtigkeit der Sandsteinbänke nimmt in Richtung auf die Übergangsfazies rapide ab; die Sandsteine werden in zunehmendem Maße durch plattige, dunkelgrüne, braune und schwarze Mergel und Schiefer sowie durch laminierte, dünnbankige, feine Kalksandsteine ('Laminite') ersetzt.

Der Sandstein bei Costalta entspricht etwa dem bei Algara. Er hat nur eine etwas bräunlichere Farbe, ist dickbankiger (bis zu 4 m mächtige Bänke) und folgt ü b e r den Mergeln, aus denen er sich durch Zunahme der Häufigkeit und Mächtigkeit der Sandsteinstraten kontinuierlich entwickelt, während die Mergelinterstraten in gleichem Maße zurücktreten. Auffallend ist der hohe Gehalt an Muschelschill, Mergelfetzen und Ton- sowie Kohleschmitzen, deren Zellstruktur oft mit Kalzit ausgefüllt ist; sie wurden im SS bei Algara nicht beobachtet. Die mit Ophiolithmaterial angereicherte Basis einer Bank zeigt eine intensiv grüne Farbe. Zum Hangenden hin nimmt der Ophiolithgehalt i.a. ab, die Farbe wechselt zu bräunlich-grau bis graugrün. Die nicht immer deutlich ausgeprägte Gradierung und gelegentliche auftretende 'load-casts' weisen auch diese Sandsteine als Turbidite aus. Bei der Mehrzahl der Sandsteine wird es sich aber eher - wie auch bei dem SS bei Algara - um F l u x o t u r b i d i t e, d.h. um p r o x i m a l e T u r b i d i t e im Sinne von WALKER (1967) handeln.

2.1613_Mikrofazies: Die groben bis feinkonglomeratischen Sandsteine erweisen sich u.d.M. stets als l i t h i s c h e G r a u w a c k e n, während die feinkörnigeren mehr zu einer f e l d s p a t i s c h e n G r a u w a c k e tendieren.

Schlieffe 304/64, 101/67, 102a-b/67, 105/67 (südlich Algara an der Straße); 109/64, 546/65, 547/65, 548/65, 356/66 u. 357/66 (bei Costalta).

Gestein: mittel- bis grobkörnige, z.T. feinkonglomeratische lithische Grauwacke; gelegentlich zeigt ein höherer Feldspatgehalt den Übergang zu einer feldspatischen Grauwacke an (Schlieffe 109/64, 547/65, 101/67, 105/67).

Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus; seltener tonig-kalkig, detritisch (feinfilzig); z.T. sehr geringer Kalkgehalt, daher schlechte Zementation (Schlieffe 547/65, 102b/67); oft nur wenig Grundmasse, dann überwiegend Korn-an-Korn-Bindung.

Mineralbestand: überwiegend Quarz (oft undulös auslöschend und stark kataklastisch; teils sind die Quarze total mylonitisiert, teils sind stark zerbrochene Kristall-Individuen von unregelmäßigen Mylonitzonen durchzogen); weniger Feldspat, meist überwiegend Kalifeldspat (stark bis völlig

saussuritisiert oder karbonatisiert), wenig Plagioklas, etwas Mikroklin, Perthit und Schachbrettalbit; Feldspat ebenfalls häufig kataklastisch; Zwillingslamellen der Plagioklase manchmal sigmoidal verbogen; schwankender Glimmergehalt; Serpentin (mit viel Erz; z.T. durch Kalzit randlich verdrängt); Chlorit und Biotit oft zu Pennin umgewandelt; Kalzit, Dolomitneubildungen (Schliff 546/65), viel Erz (Pyrit, Limonit, Hämatit); akzessorisch treten auf: Granat (Schliffe 304/64 u. 102/67), Apatit, Rutil, Zirkon, Glaukonit, Titanit, ?Epidot, Hornblende-, Pyroxen- und Olivinreste (Schliffe 304/64, 546/65 u. 548/65).

Gesteinsreste: stark zersetzte, tektonisch durchbewegte, fein- und grobkörnige, mylonitisierte und anschließend zu einem feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gemenge rekristallisierte Granite; in den Schliffen 101/67 u. 105/67 überwiegen Serpentinite; unter den Vulkaniten herrschen Diabase vor; Andesite, Quarzporphyre und ?Tuffit- oder Lapillireste treten demgegenüber zurück; weiterhin sind zu nennen: Quarz- und Quarz-Feldspat-Mylonite, wirre, feinfilzige Muskowit-Biotit-Aggregate, Quarzit- oder Kieselschiefer, Glimmerschiefer, ?Gneis, Marmor, Quarzit, Hornstein, Kieselkalk, Mikrite, sparitische Kalke, Intramikrite.

Gefüge: richtungslos körnig bis leicht eingeregelt; unklas- siert und unsortiert.

Fauna: Algenreste, ?Miogypsinoidea sp., Nummulitenreste, Bruchstücke dickwandiger, großporiger Tertiärglobigerinen, ?Globorotalien (Turborotalien), ?Globigerinoidea sp., ?Globobuccina sp.

In den Schliffen 102b/67 und 109/64 herrschen Chlorit, Serpentin und chloritisierter Biotit vor; diese Gesteine können als "ophiolitische Sandsteine" bezeichnet werden.

2.1614_Mächtigkeit: Während bei Costalta nur etwa 25 - 50 m an- stehen, werden bei Algara mindestens 200 m erreicht (Profile 11, 12, 18).

2.1615_Fossilien_und_Alter: Kleine Mergelfetzen aus den konglo- meratischen Sandsteinen haben eine gut bestimmbare und reiche Foraminiferen-Fauna geliefert.

Die Proben 104/67, 106/67, 107/67 u. 108/67 zeigen eine vor- wiegend planktonische Mischfauna aus eozänen, oligozänen und untermiozänen Faunenelementen; benthonische Formen treten zurück:

Globorotalia (Turborotalia) centralis CUSHM. & BERM. mit Übergangsformen zu Globor. (Turbor.) cerroazulensis (COLE), Globigerina turritilina praeturritilina BLOW & BANNER, Globig. tripartita tripartita KOCH, Globig. cf. yeguaensis WEINZ. & APPLIN, Globig. ampliapertura BOLLI, Globigerinita cf. martini scandretti BLOW & BANNER, Globigerinita cf. pera TODD, Globorotaloides suteri BOLLI, Globorotalia (Turborota- lia) opima nana BOLLI; von den jüngeren (miozänen) Elementen

sind zu erwähnen: *Globigerinita dissimilis dissimilis* (CUSHM. & BERM.), *Glob.nita unicava unicava* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globigerina cf. bradyi* WIESNER, *Globig. venezuelana* HEDBERG, *Globigerinoides* sp., *Globigerinoides quadrilobatus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens praedehiscens* BLOW & BANNER, *Globoq. dehiscens dehiscens* (CHAPM., PARR & COLLINS).

an jüngeren Arten zufolge reicht diese Fauna höchstens bis in die Zonen N.4 - N.6 nach der Zonengliederung von BLOW (1967) Abb. 63) (unteres bis oberes "Aquitane").

Eine jüngere Einstufung erlaubt nur die Probe 129/67:

Globigerina venezuelana HEDBERG, *Globig. praebulloides praebulloides* BOLLI, *Globigerinita unicava unicava* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globigerinoides quadrilobatus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (CHAPM., PARR & COLLINS), Formen, die an *Sphaeroidinellopsis seminulina* (SCHWAG.) und an *Praeorbulina (Porticulasphaera) transitoria* (BLOW) erinnern; einige kugelige Gebilde können fragwürdige Orbulinen bzw. ?*Globigerinatella insueta* CUSHM. & STAINF. darstellen.

iese Fauna ist etwa dem Bereich der Zonen N.6 - N.8 zuzuordnen Grenze "Aquitane"/"Burdigale" bis oberes "Burdigale" nach BLOW, 1967).

162 Übergangsfazies vom M.delle Coste

a Gebiet des Poggio Mandria geht der Suviana-Sandstein in eine innbankige Wechselfolge von feinen Kalksandsteinen, Sandsteinen, Mergeln und Schieferen über, die zu den Suviana-Mergeln vermittelt und daher hier als "Übergangsfazies" bezeichnet wird.

1621 Vorkommen: Diese bisher noch nicht beschriebene Schichtfolge ist auf das Gebiet zwischen dem Poggio Mandria im W und Ceresola im E beschränkt und bedeckt ein Areal von etwa 1 km². Nordlich Ceresola geht sie unmittelbar aus den Sestola-Vidiciaticomergeln hervor, ohne daß sich hier Olisthostromargille dazwischenhalten bzw. ohne daß der Suviana-Sandstein die Basis bildet wie weiter im S. Offenbar besteht zwischen dem Sandstein und der Wechselfolge ein lateraler Übergang (Abb.34). Diese Fazies ist a. dort, wo der Suviana-Sandstein eine große Mächtigkeit entwickelt, stark reduziert (z.B. zwischen Algara und dem M.delle Coste).



Abb. 35 Suviana-Sandstein ca. 550 N Giunzione
an der Straße Romanoro - Farneta.



Abb. 36 Übergangsfazies vom M. delle Coste
ca. 600 m SW des M. delle Coste am
Rio Don Giovanni.

2.1622_Lithologischer Charakter: Die Serie ähnelt dem Hangenden des Cervarola-Sandsteins (Kap. 2.142) und besteht aus einer dünnbankigen Wechselfolge von fein- bis mittelkörnigen, dunklen, kalkigen, meist laminierten, selten gradierten Sandsteinen und Kalksandsteinen (L a m i n i t e) und dunklen, siltigen, sandigen und glimmerreichen, feinplattigen Mergeln und Tonschiefern. Die Bankmächtigkeit der Laminite schwankt zwischen wenigen cm und max. 1,0 m, im Durchschnitt beträgt sie 5 - 30 cm; die Mergelunterstraten erreichen max. 3 m, im Durchschnitt 0,5 m. Ein ausgeprägtes 'convolute lamination' verursacht eine intensive Schichtinterne Mikrofältelung und ein Abblättern der Laminite. Vereinzelt schalten sich 2 - 3 cm mächtige Grobsandlagen ein. Unterflächenstrukturen sind nur in Form von Weide- und Fraßspuren entwickelt; Strömungs- oder Belastungsmarken können ebenso wie eine deutliche Gradierung nur selten beobachtet werden. Eine "Gradierung" der Mergel macht sich stellenweise durch einen Übergang von dick- zu feinplattigen und schließlich zu ungeschichteten Mergel bemerkbar, hervorgerufen durch einen vom liegenden zum hangenden Teil einer Bank hin sinkenden Silt- und steigenden Kalkgehalt.

Die stark zerklüftete Schichtfolge ist im südlichen Verbreitungsgebiet gefaltet. (Zu dieser Serie vgl. Abb. 36).

.1623_Mikrofazies: Die laminierten Sandsteine und Kalksandsteine reisen sich u.d.M. als A r k o s e n mit gelegentlichen Überhängen zu l i t h i s c h e n G r a u w a c k e n:

Schliffe 354/64, 116/67 u. 117/67 (ca. 300 - 500 m SE Poggio andria) (Abb. 37).

Gestein: Arkose bzw. Arkosesandstein

Grundmasse: mikrokristallin, oft glasig-isotrop, z.T. stark chloritisch mit Erz und kleinen Feldspatleisten; nur selten feiner Gesteinsdetritus; im Schliff 354/64 auch kalkig-detritisch.

Mineralbestand: Überwiegend Feldspat (60 - 90 % der Intraklasten; im Schliff 117/67 nur Feldspat, kein Quarz); fast nur saurer Plagioklas (Albit, Oligoklas; vereinzelt Schachbrettalbit; z.T. zonar gebaut; meist leicht kaolinisiert, selten frisch); wenig Kalifeldspat (z.T. mit Perthitentmischungen); wenig Quarz u. Glimmer; viel Chlorit (oft mit Erz-, selten mit Rutileinlagerungen); Kalzit (meist neugebildet, selten klastisch); Pyrit; akzessorisch sind vorhanden: Reste von Olivin (mit Erz), Pyroxen u. Hornblende, Zirkon, Apatit, Rutil, Titanit u. ?Spinelle.

Gesteinsreste: vor allem Andesite. Diabase, Hornsteine, sparitische Kalke, Mikrite, Intramikrite und Serizit-schiefer treten zurück.

Gefüge: richtungslos körnig, schlecht bis gut klassiert, gut sortiert; z.T. brekziös; die sich häufig berührenden Mineralkomponenten sind oft von einem dünnen Erzsaum umgeben.

Das Gestein ähnelt lithologisch dem Petrignacola-Sandstein der ligurischen Kalk-Ton-Einheit (Kap. 3.24).

2.1624 Mächtigkeit: Sie schwankt im Gebiet zwischen Poggio Mandria und Ceresola um 200 m, maximal werden 400 m erreicht (Profile 11, 12 u. 18). SW des M. delle Coste reduziert sie sich auf weniger als 50 m. Hier ist dagegen der Suviana-Sandstein am mächtigsten. Die Mächtigkeiten des SS und der Übergangsfazies verhalten sich also umgekehrt proportional zueinander (vgl. Abb. 34).

2.1625 Fossilien und Alter: Dünnschliffe und Schlämmpfropfen lieferten keine verwertbaren Faunen. Durch den unterlagernden Suviana-Sandstein und die überlagernden Suviana-Mergel ist das Alter dieser Serie jedoch hinreichend abgegrenzt (s. Kap. 2.1615 u. 2.1635).

2.163 Suviana-Mergel (SM)

Sie werden auf den geologischen Detailkarten von NARDI (1965), BERTOLLI & NARDI (1966) und FAZZINI (1966) als Hangendmergel des 'Modino-Sandsteins' (!) bei Gova, d.h. als Pievepelago-Formation (fP₂) im Sinne von NARDI & TONGIORGI (1962) interpretiert, ebenso wie auf der 2. Ausgabe des Blattes 86 (Modena) der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von LOSACCO et al. (1963). LOSACCO (1966) bezeichnet sie als 'macigno siltoso-marnoscistoso', der sich aus dem echten 'macigno' des Dolotales östlich Gova entwickelt.

Die Mergel SW und S Costalta werden von keinem dieser Autoren erwähnt.

2.1631 Vorkommen: Das größte Areal erstreckt sich südlich des M. delle Coste und bedeckt ca. 0,5 km². Kleinere Vorkommen finden sich 1,5 km östlich und 500 - 800 m südlich davon. Während hier die Mergel das Hangende des Suviana-Sandsteins bilden, liegen sie S und SW Costalta unter dem Sandstein.

2.1632 Lithologischer Charakter: Die SM gleichen lithologisch nahezu völlig den Sestola-Vidiciatico-Mergeln (Kap. 2.1512). Sie sind - abgesehen von groben, turbiditischen, in der vertikalen und horizontalen Ausdehnung stark schwankenden, linsenförmigen

gen Sandsteinen mit gelegentlichen sandigen Vorläufern in Form dünnbankiger Laminite - sehr rein, ungeschichtet, kalkig, schwach sandig-siltig, limonitreich und arm an Glimmer. Stellenweise nehmen die vorwiegend blaugrauen, bräunlichgrünen bis ockerfarbenen Mergel eine rote oder blaugrüne Farbe an und sind dann stärker siltig-sandig, glimmerreicher und schieferiger.

Im Gebiet von Ceresola scheinen sich kleine Olisthostrome einzuschalten, ohne daß deutliche Kontakte sichtbar sind. Nach S zu werden die SM lateral völlig durch Olisthostromargille ersetzt, ebenso der Suviana-Sandstein und die Übergangsfazies. Entweder ist hier die gesamte Suviana-Serie vor der Platznahme der Olisthostrome durch Meeresströmungen erosiv entfernt worden - was wegen der großen Gesamtmächtigkeit der Suviana-Serie unwahrscheinlich ist - oder jeder einzelne Schlammstrom hat beim Vorrücken einen Teil der noch wenig verfestigten Mergel erodiert. Weiter im S, wo die Olisthostrome wesentlich früher ankamen als hier im Gebiet des Poggio Mandria, ist es folglich gar nicht erst zur Ablagerung der Suviana-Serie gekommen.

2.1633 Mikrofazies: Die Kalkmergel, Mergel, detritischen Kalke und Mergelkalke sowie die feinen Kalksandsteine sind als Mikrite, Biomikrite und Biointramikrite anzusprechen, die mittel- bis grobkörnigen Sandsteine als feldspatische, seltener als lithische Grauwacken, z.T. auch als Arkosesandsteine (Schliffe 356/64; 134/67).

2.1634 Mächtigkeit: Da weite Teile der Mergel im Gebiet von Giunzione durch Hangschutt verdeckt sind, ist keine genaue Mächtigkeitsangabe möglich. Maximal stehen am M. delle Coste ca. 300 m an; bei Costalta sind es nur 50 m.

2.1635 Fossilien und Alter: Die Mergel haben eine individuen- und artenreiche Foraminiferenfauna geliefert, die häufig durch eine Mischung älterer (eozäner bis oligozäner) und jüngerer (miozäner) Elemente gekennzeichnet ist. Teils besteht sie aus vorwiegend benthonischen Formen (Proben 103/64 bis 106/64, 549/65, 552/65 u. 553/65; alle südlich Costalta), teils herrschen planktonische Formen vor:

Proben 131/67, 148/67 u. 292/67 (Umgebung des M. delle Coste); die ältere, umgelagerte, planktonische Formengruppe des Zeitraumes Eozän/Oligozän wird repräsentiert durch: Globigerina turritilina praeturritilina BLOW & BANNER, Globig. turritilina turritilina BLOW & BANNER, Globig. cf. yeguaensis WEINZ. & APPLIN, Globig. cf. senilis BANDY, Globig. tripartita tripartita KOCH, Globig. ampliapertura BOLLI, Globig. praebulloides occlusa (BLOW & BANNER), Globigerinita sp., Glob.ita pera TODD, Glob.ita dissimilis ciperoensis

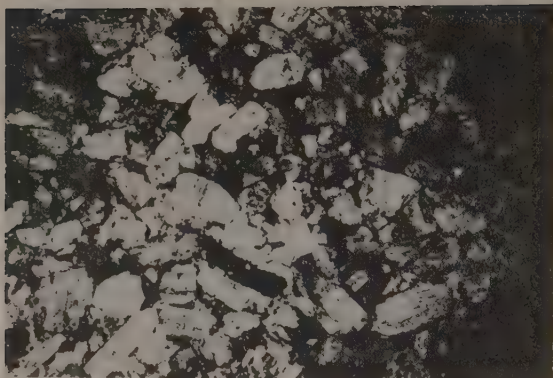


Abb. 37 Arkose der 'Übergangsfazies vom M. delle Coste' (fast nur Feldspat).
Dünnschliff 117/67 Vergrößerung: 30 x

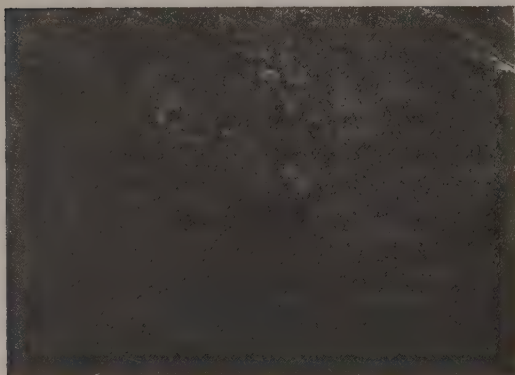


Abb. 38 Konglomerat in den Suviana-Mergeln
ca. 700 m SSE des M. delle Coste.

BLOW & BANNER, Globorotaloides cf. suteri BOLLI, Globorotalia (Turborotalia) increbescens BANDY, Globor. (Turbor.) opima nana BOLLI; die jüngeren Faunenelemente sind vertreten durch: Globigerina euapertura JENK., Globig. cf. ouachitaensis ciperoensis BOLLI, Globig. venezuelana HEDBERG, Globig. praebulloides praebulloides BLOW, Globigerinita unicava unicava (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), Globorotalia (Turborotalia) obesa BOLLI, Globor. (Turbor.) cf. mayeri (CUSHM. & ELLISOR), Globigerinoides quadrilobatus primordius BLOW & BANNER, Globigerinoides quadrilobatus trilobus (REUSS), Globoquadrina dehiscens praedeheiscens BLOW & BANNER, Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS).

Lediglich die letzten Formen zeigen eindeutiges Miozän an. Die jüngere Faunengemeinschaft ist in den Zeitraum oberstes Oligozän bis unterstes 'Burdigal' zu stellen (Zonen N.3 - N.6 nach BLOW, 1967; Abb. 63). Demnach wären die SM aber älter als der Suviana-Sandstein im Liegenden bzw. höchstens gleichaltrig mit diesem. Hier besteht also eine ähnliche Schwierigkeit, die Mergel zeitlich an den unterlagernden Sandstein anzuschließen, wie zwischen Sestola-Vidiciatico-Mergel und Cervarola-Sandstein (Kap. 2.1515).

2.164 Die Konglomerate von 'le Coste'

680 m SE, 860 m E und 1,6 km E des M. delle Coste treten in den Suviana-Mergeln bisher noch nicht beschriebene Konglomerate auf. Alle drei Vorkommen scheinen miteinander in Verbindung zu stehen und einen durchgehenden Horizont zu bilden.

Die Konglomerate bestehen aus gut gerundeten, maximal 10 cm, meist aber nur 0,5 - 1,0 cm großen Geröllen in einer feinsandigen, bräunlichen, durch Ophiolithgrus gelegentlich auch grünlichen Matrix. Infolge des sehr geringen Kalkgehaltes der Matrix sind die Konglomerate schlecht zementiert, d.h. die einzelnen Gerölle lassen sich leicht herauslösen. Eine Schichtung ist deutlich ausgeprägt, eine Gradierung läßt sich dagegen kaum erkennen (Abb. 38).

Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Quarz. Der restliche Anteil wird aus Sedimentgesteinen gebildet, unter denen helle, feine, teils pelagische, harte ('Palombinokalke' i.w.S.), teils weichere, detritische, bunte Kalke überwiegen. Daneben finden sich bräunliche, grobe Kalkarenite (Intrasparite; Schliffe 136/67, 138/67, 141/67, 143/67, 146/67 u. 141/68), Kalkbrekzien (?Calcirudite; Schliffe 145/67, 289/67 u. 291/67), feine Kalksandsteine, mittelkörnige Sandsteine und siltige Mergel, die den SM ähneln.

Die Kalke und Kalkarenite zeigen umgelagerte Faunen aus dem Grenzbereich Jura/Kreide mit Radiolarien, Calpionellen, Cadosinen bzw. Pithonellen und Rotaliiden. Schliff 141/67

enthält eine Cenomanfauna (?umgelagerte Buntschieferserie) mit u.a. Heterohelliciden, Globigerinelloides sp., Rotali-poren und Praeglobotruncanen.

Die Mächtigkeit der Konglomerate beträgt maximal 25 - 30 m. Ihre Existenz stützt die Theorie, daß die Gesteine der Suviana-Serie im Vergleich zum Cervarola-Sandstein in einem mehr küstennahen Bereich abgelagert worden sind (vgl. Kap. 2.16).

2.17 Lithologischer Vergleich zwischen den toskanischen und emilianischen Flyschsandsteinen

Da alle tosco-emilianischen tertiären Sandsteine wie auch die umbro-romagnolische "formazione marnoso arenacea" als synorogene Produkte unter mehr oder weniger denselben f l y s c h a r t i g e n Sedimentationsbedingungen in Trögen mit sehr starker Absenkungstendenz abgelagert wurden, zeigen diese, verschiedenen tektonischen Einheiten angehörenden Sandsteine große lithologische Ähnlichkeiten. Dies führte dazu, daß die genannten Sandsteine lange Zeit einheitlich als "M a c i g n o" bezeichnet wurden. Erst in jüngster Zeit lernte man, sie anhand besonderer lithologischer Eigenschaften im Mikro- und Makrobereich genauer zu gliedern. Abweichungen im lithologischen Aufbau können also nur durch verschiedenartige Schuttlieferanten verursacht werden. Auch der Transportmechanismus spielt hierbei eine bedeutende Rolle (s.u.).

Die Lithofazies der tertiären Flyschgrauwacken (Macigno, Cerreto-Sandstein; Modino-, Pievepelago-, Cervarola- und Suviana-Sandstein) besteht i.a. aus zwei Sandsteintypen: T u r b i d i t e n und L a m i n i t e/n (Unterteilung nach LOMBARD, 1963) unter gelegentlicher Beteiligung von F l u x o t u r b i d i t e n (vor allem im Cerreto-, Cervarola- und Suviana-Sandstein). Je nach dem Ablagerungsmilieu und der Art des Transportmechanismus (turbulente Suspensionströme = "turbidity currents", KUENEN & MIGLIORINI, 1950; turbidity currents vermischt mit Gleitphänomenen; Trübströme mit geringerer kinetischer Energie als die der turbidity currents) herrscht der eine oder der andere Typ vor. Während die Turbidite aus den turbulenten Trübströmen entstehen, wird für die Bildung der Laminite einerseits die normale Strömung am Meeresboden verantwortlich gemacht (LOMBARD, 1963), andererseits werden sie als "d i s t a l e T u r b i d i t e" inter-

pretiert (KUENEN, 1958 u. 1959), d.h. sie entstanden aus Trübströmen mit geringerer kinetischer Energie als die der Suspensionsströme, die zur Bildung der Turbidite führen.

So werden Macigno, Cerreto- und Modino-Sandstein hauptsächlich durch dickbankige Turbidite repräsentiert, die im Liegenden wie im Hangenden durch relativ geringmächtige Laminizonen getrennt sind. Die Abfolge Laminite - Turbidite - Laminite trifft für sehr viele Flyschgrauwacken zu (vgl. auch Frassinoro-Sandstein, Kap. 2.2252). In der Reihe Pievepelago-, Cervarola- und Suviana-Sandstein nimmt die Laminitefazies gegenüber den Turbiditen beträchtlich zu. Damit steht eine Zunahme der mergeligen Interstraten und, infolge steigenden Kalkgehaltes und Abnahme der detritischen Gesteinskomponente, ein Übergang von lithischen zu feldspatischen Grau- und Subgrauwacken bis hin zu Arkosen und Subarkosen (Suviana-Sandstein) in Verbindung.

Macigno und Cerreto-Sandstein unterscheiden sich von den emilianischen Flyschsandsteinen vor allem durch weitgehendes Fehlen der Laminite, geringe Entwicklung der Interstraten und einen vergleichsweise hohen Gehalt an grobem Gesteinsdetritus, während der Kalkgehalt zurücktritt (lithische Grau- und Subgrauwacken).

In den emilianischen Sandsteinen ändern sich die lithologischen Faktoren periodisch (vgl. hierzu HEYMANN, 1968):

Modino-Sandstein: Überwiegend Turbidite, wenig Laminite (aber bereits mehr als im Macigno); relativ wenig Interstraten (ebenfalls mehr als im Macigno); geringer Kalk-, hoher Gesteinsdetritusgehalt (lithische Grau- und Subgrauwacke).

Pievepelago-Sandstein: Überwiegend Laminite, wenig Turbidite im mittleren Teil; hoher Gehalt an Interstraten; kalkreich, wenig Gesteinsdetritus in den Laminiten (feldspatische Grau- und Subgrauwacke).

Cervarola-Sandstein: Leichtes Überwiegen der Turbidite (gegenüber dem Pievepelago-Sandstein eine Zunahme, gegenüber dem Modino-Sandstein eine Abnahme der Turbidite; das umgekehrte Verhältnis in Bezug auf die Laminite); mächtigere Interstraten (gegenüber dem Pis eine Abnahme, gegenüber dem MS eine Zunahme); größerer Kalkreichtum und geringerer Gehalt an detritischer Gesteinskomponente als im MS (teils lithische, teils feldspatische Grau- und Subgrauwacke), das umgekehrte Verhältnis in Bezug auf den Pievepelago-Sandstein. Einschaltung von Fluxoturbiditen.

Suviana-Sandstein: hier ist das Verhältnis Turbidite - Laminite am ausgewogensten; vielleicht etwas mehr Laminite (mehr Laminite und weniger Turbidite als im CS); mehr Interstraten als im CS; größerer Kalk- und Feldspatreichtum als im CS, geringerer Gehalt an Gesteinsdetritus (feldspatische Grau- und Subarkose); Einschaltung von Fluxoturbiditen.

CIPRIANI & MALESANI (1964) haben versucht, die tosko-romagnolischen Flyschsandsteine nach petrographischen Besonderheiten zu gliedern, quantitativ ermittelt mit Hilfe von Diffraktometeranalysen. So werden von SW nach NE drei Zonen unterschieden, die sich durch verschiedene charakteristische petrographische Merkmale auszeichnen:

- a) "macigno", gekennzeichnet durch Kalkarmut und Fehlen eines dolomitischen Zements.
- b) "formazione del mugello" mit mehr Kalk und erstem Auftreten von Dolomit im Zement.
- c) "formazione marnoso arenacea" mit Kalk- und Dolomit-Reichtum.

Zwischen den einzelnen Zonen soll eine kontinuierliche Abfolge bestehen, die aber - wie die stratigraphischen Ergebnisse und die neuen tektonischen Vorstellungen zeigen - in keinem Fall vorliegt. So wird der Modino-Sandstein in diesem System aufgrund des Fehlens von Dolomit im Zement zum Macigno gerechnet; der Cervarola-Sandstein führt dagegen Dolomit.

Wenig Klarheit besteht über die Herkunft der ungeheuren Menge des klastischen Materials. Die heute im Nordapennin anstehenden älteren Gesteine kommen als Schuttlieferanten wegen ihrer zu begrenzten Verbreitung kaum in Frage.

Die polaren Strömungsmarken auf den Unterflächen fast aller tertiären Flyschsandsteine weisen auf einen bevorzugten Materialtransport aus nordwestlicher Richtung (TEN HAAF, 1959). Das detritische Material wäre demnach vom NW-Ende der nordapenninischen Sedimentationströge her geschüttet worden, was einem Transport in der Trogrichtung von über 200 km entspräche. Mehrere Fakten widerlegen diese Vorstellung:

- 1) das Fehlen eines horizontalen polaren Gefüges in den Sandsteinen; nach NW zu müßte sich in zunehmendem Maße konglomeratisches Material einschalten.
- 2) zur gleichen Zeit, als sich die tosko-emilianischen Sandsteine ablagerten, wurde im Raum zwischen Genua und Alessandria - dem postulierten Liefergebiet des klastischen Materials - die autochthone ligurische Molasse sedimentiert (IBBEKEN & REUTTER, 1967).
- 3) im gleichen Raum stehen autochthone ligurische Ophiolithe an, die als Schuttlieferanten für die Flyschgrauwacken keinesfalls in Frage kommen, welche als Resedimente vorwiegend sauren bzw. teilweisen metamorphen Materials aufzufassen sind.

Als Schuttlieferanten könnten vielmehr nur intrageosynklinale Aufwölbungszonen in Frage kommen, so besonders der postulierte Schwellengürtel bzw. die Inselgirlande zwischen Toskanikum und

ilianikum oder ähnliche Hebungsgebiete innerhalb des toskanischen und emilianischen Faziesraumes. Die turbulenten Suspensionsströme hätten demzufolge ihr klastisches Material dem Gestein folgend anfangs quer zur Trogachse transportiert und werden erst in der Beckenmitte in die Trogrichtung eingeschwenkt. Die Strömungsmarken können also keineswegs als ein ausschließlicher Hinweis auf die ursprüngliche Lage der Abtragungsgebiete angesehen werden.

Die Mächtigkeitsschwankungen und das Verbreitungsgebiet des Varola-Sandsteins zeigen andererseits, daß die Sedimentationszonen der Flyschgrauwacken stark gegliedert waren und möglicherweise auch NE-SW streichende Schwellenzonen bestanden, die als Hoch- und Abrißgebiete der Trübströme fungierten.

2 Cantiere - Monghidoro - & Cassio - Einheit

21 Einleitung

Der Name dieser Einheit wurde von HEYMANN (1968) vorgeschlagen und vereinigt in sich die Cassio-Einheit (SAMES, 1963) und die Cantiere-Monghidoro-Einheit (REUTTER, 1966), die bisher als getrennte emilianische Komplexe angesehen wurden (Emilianiden II und IV nach REUTTER, 1968). Im Untersuchungsgebiet liegt eine deutliche Trennung jedoch nicht vor. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt auch HEYMANN (1968). Es handelt sich lediglich um eine Faziesdifferenzierung nach N (HEYMANN, 1968) und nach W (RENTZ, 1967). Die Basisserien beider Faziesbezirke stimmen sich völlig. Nur die sich als geschlossene Platte discordant über den Basis- und Alberese-Komplex legenden Molassesteine unterscheiden sich in beiden Fazies deutlich voneinander, lassen sich jedoch gut miteinander korrelieren.

Die Gesteine beider Faziesbezirke wurden übergeordnet als allochthone Emilianiden (HEYMANN, 1968) zusammengefaßt ('kretazische Emilianiden' bei KRAMPE, 1964, für die Gesteine der Cassio-Einheit). Diese Auffassung steht im Gegensatz zu der der italienischen Autoren, die diese Gesteine ausnahmslos aus der ligurischen Faziesprovinz beziehen. Die Gründe für die

Zuordnung zu einem emilianischen Ablagerungsraum werden im Kap. D. 3.4 erläutert.

Nach ihrer lithologischen Ausbildung lassen sich drei große Komplexe unterscheiden:

III. Molasse-Komplex (M.-Eozän - Burdigal)

4. Bismantova-Sandstein
3. Antognola-Mergel
2. Ranzano-Sandstein
1. Piano-Mergel

- - - - D i s k o r d a n z - - - - -

II. Alberese-Komplex (Turon - Paläozän)

- 1b. Cassio-Alberese
- 1a. Cantiere-Alberese

I. Basis-Komplex (O.-Jura - Turon)

7. Frassinoro-Sandstein
6. Ostia-Sandstein
5. schwarze Schiefer und Alberese von Romanoro
4. Cantiere-Buntschiefer
3. Cantiere-Basisargille mit Ophiolithen
2. Maiolica
1. Radiolarite

Die Komplexe I und II zeichnen sich durch eine disharmonische Faltung, eine Schuppentektonik und z.T. auch durch diapirische Bewegungen aus, was eine teilweise völlige Auflösung des ursprünglichen Schichtverbandes zur Folge hatte. Starke Resedimentationserscheinungen im Cenoman verstärkten die Auflösung. Jede der drei Schichtfolgen hat ihre eigene charakteristische Tektonik. Die tonig-schiefrigen Serien des Basiskomplexes konnten im Bereich des Untersuchungsgebietes erstmals genau gegliedert werden.

2.2 Basiskomplex

Die Gesteine dieser ca. 2000 - 2500 m mächtigen Schichtfolge gehören dem Zeitraum O.-Jura bis U.-Turon an. Während im O.-Jura eine pelagische Kalkfazies vorherrschte (Maiolica, Radiolarite), setzt an der Grenze Jura/Kreide plötzlich eine eugeosynklinale Sedimentation mit Tonschiefern und Ophiolithen ein, die bis in das Alb andauert. Es folgt eine ähnliche Fazies (Buntschiefer), die aber bereits von häufigen flyschartigen Bildungen verdrängt wird (Grauwacken).

Die Tonschiefer, Kalke und Ophiolithe dieses Komplexes wurden häufig mit den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit zusammengefaßt (vgl. Kap. 2.1331 u. 2.152).

2.221 Radiolarit und Maiolica

Radiolarite und Maiolica stellen im Zeitraum O.-Jura/U.-Kreide die charakteristischen Sedimente des ligurischen und toskanischen Ablagerungsraumes dar (GÜNTHER, 1965; SCHLÜTER, 1968; u.a.) (vgl. Kap. 5).

Bei der Diskussion über die Existenz eines emilianischen Faziesraumes (REUTTER & SAMES, 1964; REUTTER, 1968) stellte sich die Frage nach den ältesten Gesteinen des neuen Sedimentationsbeckens. Es ergab sich, daß hier - wie auch im ligurischen Bereich (Liguriden III; abgesehen von der älteren Unterlage der Antola-Einheit) - die heteropenen Sedimente 'Radiolarit' und 'Maiolica' die ältesten Gesteine darstellen (KRAMPE, 1964; GÖRLER & IBBEKEN, 1964; REUTTER, 1966 u. 1968; HEMMER, 1966; v. STRUENSEE, 1967; HEYMANN, 1968).

Noch ältere (?triassische) Gesteine der emilianischen Fazies sind nur in Form von Sedimentbrocken in Ophiolithbrekzien bekanntgeworden (HEYMAN, 1968).

2.2211 Vorkommen: Anteile beider Serien finden sich nur als einzelne kleine, isolierte Schollen in den meist chaotisch ausgebildeten Cantiere-Basisargille (E und S Ca' de Zobbi) und stellen abgescherte, gleitbrettartig verfrachtete Gesteinspakete des tieferen Untergrundes dar. Bevorzugt sind sie in der Nähe von Ophiolithkörpern anzutreffen (S.Scolastica).

Daneben liegen Radiolarite und Maiolica-Kalke als klastische Komponenten ('Olistholithe') in den chaotisierten Basisargille und in den dazugehörigen sedimentären Ophiolithbrekzien vor.

2.2212 Lithologischer Charakter: Infolge ihrer gegenüber dem Argille-Material größeren Härte sind diese Gesteine stets als Härtlinge aus der weichen Umgebung herauspräpariert.

Die harten, splittrigen Radiolarite haben im frischen Zustand eine tiefrote Farbe. Sie sind mit einem dichten Netz von Klüften und Scherflächen durchzogen, die meist mit Kalzit oder mit kieseliger Substanz verheilt sind und überwiegend einem orthogonalen System angehören, wodurch der Radiolarit in kleine Quader zerfällt. Infolge seiner Härte und Sprödigkeit reagierte das Gestein auf tektonische Beanspruchung stets mit Bruch. Eine Bankung ist kaum zu erkennen. Bei S.Scolastica stehen die Radiolarite mit einem tiefgründig verwitterten Serpentin in direktem Kontakt; sie gehen in unmittelbarer Nähe des Kontaktes in eine Sediment-Ophiolithbrekzie über, die die randliche Umhüllung des Serpentinits

bildet. In dieser Brekzie stellen Radiolarit und Maiolica die häufigsten klastischen Sedimentbestandteile dar, die z.T. kontakt-metamorph verändert sind (s. Kap. 2.223).

Auch die Maiolica-Kalke sind stets von den Cantiere-Basisargill umgeben und bestehen nur aus einigen wenigen, maximal 1 m, sonst nur 20 - 30 cm mächtigen Bänken. Schieferzwischenmittel treten kaum auf. Die schmutziggrau angewitterten Kalke zeigen im frischen Bruch eine porzellanartige hellgraue bis grauweiße Farbe. Sie sind äußerst feinkörnig, makroskopisch dicht und durch einen hohen SiO_2 -Gehalt sehr hart. Ihre lithologische Ausbildung weist auf einen pelagisch-bathyalen Ablagerungsraum hin. In der Nähe von Ophiolithen (S.Scolastica) sind die Maiolica-Kalke stark brekzier

2.2213_Mikrofazies: Bei diesen Serien handelt es sich um feinkörnige pelagische Gesteine (B i o l u t i t e).

Schliffe 667/65, 368/66, 109/67, 275/67, 64/68

In einer homogenen, mikrokristallinen bis feinfilzigen, stark kieseligen, gelegentlich auch leicht tonigen Kalzitmasse, die bei den Radiolariten durch Hämatit bzw. durch Brauneisen rötlich gefärbt ist, finden sich vor allem feindispers verteilte Pigmenteinschlüsse in Form von Pyrit, Limonit und Bitumen. Schliff 275/67 (Maiolica) zeigt daneben noch Quarz, der teils klastisch, teils neugebildet ist, neugebildete, z.T. idiomorphe Feldspäte, etwas Muskowit, Biotitneubildungen (?) und rekristallisierten Kalzit. Auch die Radiolarite (Schliffe 109/67 u. 667/65) können akzessorisch in der Grundmasse winzige Quarze, Serizitschüppchen, neugebildeten Chlorit und rekristallisierten Kalzit enthalten. Der Schliff 64/68 (Maiolica in der Nähe eines Ophiolithes östlich Frassinedolo) zeigt eckige Kalzit- und Kalkbruchstücke in einer feinen Kalzitmasse; wahrscheinlich sind zerklüftete Maiolica-Kalke durch das Aufdringen der Ophiolithe stark brekziiert worden; nachfolgend wurden die einzelnen Bruchstücke vermutlich durch kontaktmetamorphe Erscheinungen miteinander verschweißt. Eine gelegentlich deutliche Einregelung (Schliff 275/67) könnte auf Schieferungsphänomene als Folge der tektonischen Beanspruchung beim Aufdringen der Ophiolithe hinweisen. Die Korngröße schwankt i.a. zwischen 0,06 - 0,07 mm.

2.2214_Mächtigkeit: Da es sich nur um kleine, isolierte Schollen handelt, sind Mächtigkeitsangaben ohne Bedeutung. Mächtigkeiten von 5 m werden nicht überschritten.

2.2215_Fossilien_und_Alter: Es überwiegen kalzifizierte, maximal 0,1 - 0,15 mm große Radiolarien (Spumelarien und Nasselarien), die manchmal lagenweise angereichert und z.T. leicht eingeregelt sind. Seltener sind Nodosaria-ähnliche Formen, eingeregelte Schwammnadeln, unbestimmbare Schalenreste und Calpionellen (bes.

im Schliff 275/67; u.a. *Calpionella alpina* LORENZ). Da typische Neokom-Formen fehlen, kann für beide Serien ein jüngeres Alter als Tithon ausgeschlossen werden. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch v.STRUENSEE (1967), HEMMER (1966), HEYMANN (1968) und SCHLÜTER (1968).

Im Ligurikum erreicht die Maiolica dagegen das Neokom und im Toskanikum sogar die Apt-Alb-Grenze.

2.222 Cantiere Basisargille (CBA)

Das Gebiet zwischen dem T.Secchiello und dem T.Dolo ist durch mächtige, zum größten Teil olisthostromatisch ausgebildete Tonschieferserien gekennzeichnet. Früher wurden diese Gesteine pauschal als einheitliche Serie aufgefaßt und mit den verschiedensten Namen belegt (s. Kap. 2.22). In jüngerer Zeit stellte sich jedoch heraus, daß oftmals Argille-Komplexe verschiedener tektonischer Einheiten zusammengefaßt wurden (RENTZ, 1967). Es erwies sich als notwendig, die Argillegesteine genauer zu untergliedern.

Die Argille im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes (von Frassinédolo im W über Castellaro, Vologno, dem Tal des T.Lucola, Ca' de'Zobbi bis zum Dragone-Tal im E) stellten sich als weitaus homogener heraus als die Argille weiter im S und wurden daher von diesen oft sehr ähnlich aussehenden, aber deutlich jüngeren Tonschieferserien (Buntschiefer, O.-Alb - U.-Turon; Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit, U.-Miozän, Material: Neokom - Oligozän) als stratigraphisch und lithologisch genau definiertes Schichtglied abgetrennt. Die Tatsache, daß in diesen Argille keine jüngeren Olistholithe als Cenoman/Turon enthalten sind, machte die Abtrennung von den ähnlichen, aber jüngeren und wesentlich heterogeneren Sedimenten notwendig. Um den sehr vieldeutigen Begriff "argille scagliose" zu vermeiden, wird hier die neutrale Bezeichnung 'Cantiere-Basisargille' vorgeschlagen.

KRAMPE (1964) nannte diese Serie 'Mergel von Nigone'. HEYMANN (1968) bezeichnete sie als 'Palombino-Argille' und v.STRUENSEE (1967) als 'Cantiere-Argille'.

2.2221_Vorkommen: Als südliche Umrandung des Alberese-Komplexes ziehen sich die Basisargille von der NW-Grenze des Untersuchungsgebietes (Frassinédolo) bis zunächst zum T.Secchiello. Hier enden sie an einer großen Störung. Zwischen dem T.Secchiello und dem T.Dolo sind sie nicht nachweisbar. In dieser Zone ist allerdings mit der Möglichkeit zu rechnen, daß bei der Überschiebung der Cantiere-Einheit auf die Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit eine intensive Durchmischung zwischen Basis- und Olistho-

stromargille erfolgte und heute daher eine Unterscheidung zwischen beiden Serien nicht mehr möglich ist (s. Kap. D. 3.322). Ähnliches gilt auch für die Zone zwischen Romanoro und Pian di Venano östlich des T.Dolo, wo die Basisargille nur sporadisch nachweisbar sind, und z.T. auch für das Gebiet südlich Frassinoro. Von hier setzen sich die Argille in großer Verbreitung weiter nach E über den T.Dragone hinaus fort.

Ein charakteristisches Indiz für den Nachweis der CBA bilden - abgesehen von ihrem homogenen Charakter - die Ophiolithe. Sie reihen sich perlschnurartig an der südlichen Verbreitungsgrenze der Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit auf und können als die erhalten gebliebene Überschiebungsgrenze dieser Einheit betrachtet werden (s. Kap. 2.223).

Durch den hohen Gehalt an quellfähigen Tonmineralien (Illite und Montmorillonite) in der Schiefermatrix neigen diese Gesteine bei hoher Durchfeuchtung zu Hangrutschungen ('Frane'). Die Basisargille sind wie alle anderen Argille-Serien gekennzeichnet durch Vegetationsarmut und badland-Charakter.

2.222 Lithologischer Charakter: Diese Argille sehen im Prinzip genauso aus wie die Basis- und Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit. Sie bestehen überwiegend aus dunkelgrauen bis schwarzen, stellenweise auch bräunlichgrünen bis olivgrünen, selten rötlichen, stark siltigen und mergeligen, sehr fein zerschernten Tonschiefern mit harten (stark kieseligen), pelagischen, hell- bis weißlichgrauen Oberjura- und Neokom-Kalken (Maiolica; "Palom-binokalke" als umgelagerte Maiolica). Seltener erscheinen dünnbankige feine, gradierte Kalksandsteine, grobe, graubraune, gradierte, detritische Kalke und Kalkarenite und fein- bis mittelkörnige, hellgraue, detritische Cenomankalke.

Die groben organogenen, gradierten, detritischen Kalkarenite sind die einzigen flyschartigen Bestandteile in der sonst rein pelagischen Fazies. Sie stellen *Kalkturbidite* dar, die aus turbulenten Suspensionsströmen sedimentiert wurden und die aus einem flachen (? neritischen) randlichen Bereich in das pelagische Ablagerungsmilieu gelangten und dabei Kalkdetritus und biogenen Schutt mit sich führten.

Ein Schichtverband ist nur noch selten erhalten, so z.B. am topographischen Punkt 794 m im Dragone-Tal südwestlich Case Felice. Hier wechsellagern 30 - 40 cm, maximal bis zu 1 m mächtige feine, graue, pelagische, harte (stark kieselige) Kalkbänke mit schwarzen, siltigen, feinplattigen, mergeligen Tonschiefern.

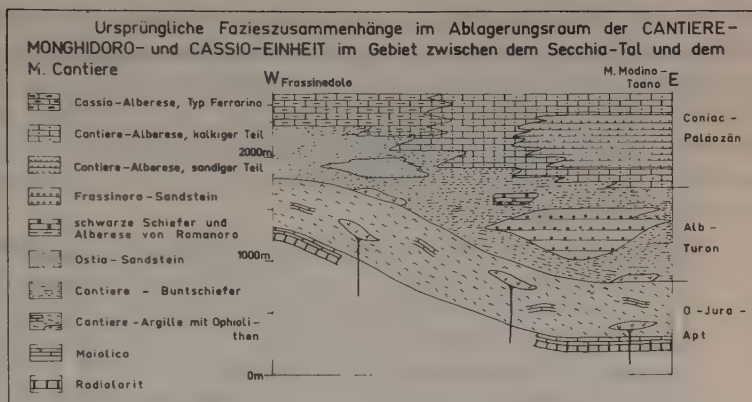


Abb. 39

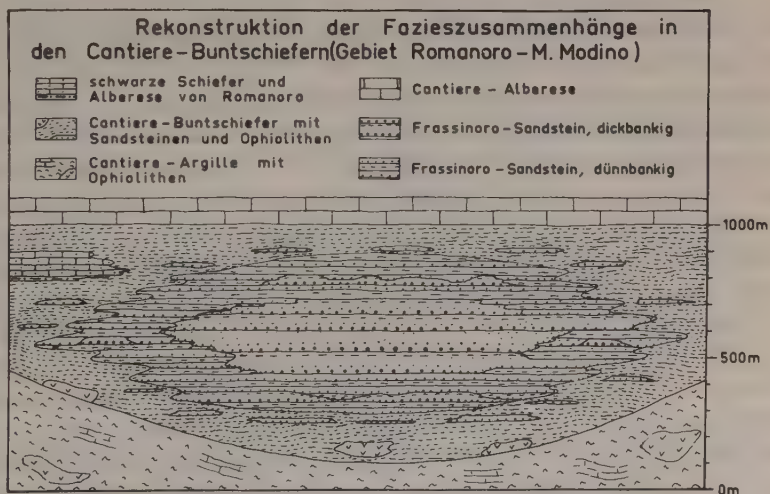


Abb. 40

Zum größten Teil haben die Argille einen deutlich olistostromatischen Charakter. Maiolica, Radiolarite und Ophiolithe bilden im Liegenden der Argille keine durchgehenden Horizonte mehr, sondern schwimmen wie Boudins oder Schuppen als kompetente Brocken (Olistholithe) in der Schiefermatrix. Die Auflösung des Schichtverbandes und die Bildung der Olisthostrome erfolgte im Cenoman, einer Zeit reger tektonischer Aktivität im Nordapennin, und steht in engem Zusammenhang mit dem Aufdringen der Ophiolithe (s. Kap. 2.223).

So ist der chaotische Charakter der Argille besonders in der Umgebung der Ophiolithe ausgeprägt. Sehr oft wird aber die wirre Lagerung durch lokale Oberflächenerscheinungen, wie z.B. Bergrutsche ("Fragen"), und z.T. wohl auch durch diapirische Bewegungen der plastischen Tone bei tektonischer Beanspruchung vorgetäuscht, worauf schon FAZZINI (1963) hinwies. In tieferen frischen Anrissen ist meist noch eine mehr oder weniger intakte Schichtfolge zu erkennen. Die ursprüngliche Wechsellagerung kompetenter (Kalke, Kalkarenite, Kalksandsteine) und inkompetenter Schichten (Tonschiefer, Tonmergel) rief bei den cenomanen tektonischen Bewegungen eine d i s h a r m o n i s c h e F a l t u n g hervor, wodurch die Bänke zerrissen, lokal gestaucht und gefaltet wurden.

Das Auftreten der Ophiolithe und die Tatsache, daß keiner der verschiedenen Lithotypen dieser Argille jünger als Cenoman ist, unterscheiden die nur teilweise olisthostromatischen Cantiere-Basisargille grundsätzlich von den sonst ähnlich aussehenden ophiolithärmeren Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit. Lediglich zu den Modino-Basisargille bestehen keinerlei Unterschiede; vermutlich hat im Zeitraum O.-Jura - U.-Kreide innerhalb des gesamten emilianischen Ablagerungsraumes noch keine Faziesdifferenzierung bestanden (Kap. 5).

Die Boudins der maiolicaartigen Palombino-Kalke sind vor allem in der Nähe der Ophiolithe sehr stark brekziiert (teils vollständig, teils nur in der Außenzone der Boudins). Auch diese Tatsache ist ein Hinweis auf die tektonischen Vorgänge beim Aufdringen der Ophiolithe. Kontakterscheinungen an den Kalken haben dabei nur selten stattgefunden, worauf gelegentliche Umkristallisierungen der Kalke hinweisen.

Das Hangende der CBA kann durch eine Fazies mit deutlich zunehmenden Flyschcharakter ersetzt werden. Sie wurde aufgrund ihrer besonderen lithologischen Merkmale als "Cantiere-Buntschiefer" abgetrennt (s. Kap. 2.224). Sie muß jedoch nicht überall aus-

gebildet gewesen sein. Es ist durchaus denkbar, daß an manchen Stellen die Basisargille primär das unmittelbare Liegende des Cantiere-Alberese repräsentierten.

2.2223_Mikrofazies: Das kompetente Material der Argille erweist sich u.d.M. überwiegend als M i k r i t e und B i o m i k r i t e (Radiolarien- und Calpionellen-Biomikrite). Demgegenüber treten detritische Kalke und feine Kalksandsteine (I n t r a - m i k r i t e und B i o i n t r a m i k r i t e) sowie B i o i n t r a s p a r r u d i t e (grobe, gradierte Kalke und Kalkarenite) stark zurück, obwohl sie sehr typisch sind.

Schliffe 666/65, 97/66, 131/66, 145/66 und 11/68

Gestein: sehr feinkörnige, pelagische maiolicaartige Palombinokalke bzw. Calpionellenkalke (Biomikrite)

Mineralogischer Befund: Der stellenweise hohe Kieselsäuregehalt der Kalke manifestiert sich oft in Form glasiger Punkte auf frischen Bruchflächen; sie erweisen sich in den Schliffen als bis zu 0,04 mm große Neuspaltungen von Quarz und Feldspat in teils sehr unregelmäßigen, teils hexaedrischen Umrissen; diese Neuspaltungen sind übersät mit winzigen Kalzitmikrolithen (poikilitisches Gefüge); eckiger (klastischer) Quarz ist selten; das Bild wird vervollständigt durch Serizit- und Muskowitschüppchen, Neubildungen von Chlorit und Kalzit (meist als Kluftmineral) sowie feinverteilte Erzpigment (Pyrit, z.T. in Limonit umgewandelt).

Die dunkleren, feinen pelagischen Kalke führen demgegenüber mehr feindetritischen Quarz, Chlorit-, Muskowit- und Serizitschüppchen, die z.T. eingeregelt sind, so daß ein feines Laminationsgefüge entsteht.

2.2224_Mächtigkeit: Da die Unterlage in ihrer ursprünglichen Position nicht mehr vorhanden ist und auch charakteristische Leit-horizonte fehlen, können nur Näherungswerte angegeben werden. Maximal muß mit einem Betrag von über 500 m gerechnet werden (Profile 2, 3, 8, 17; Dragone-Tal; S Villa Minozzo; Gebiet um Castellaro und Cerre).

2.2225_Fossilien_und_Alter: Die früheren Altersangaben bezogen sich auf das gesamte Tonschiefermaterial des Nordapennins (vgl. hierzu Kap. 2.1331).

Die Tonschiefermatrix lieferte keine brauchbaren Mikrofossilien. Einzige Anhaltspunkte für eine zeitliche Einordnung boten die maiolicaartigen Palombino- und Calpionellenkalke.

Schliffe 666/65, 97/66, 131/66, 145/66 und 11/68 führen meist nur eine monotone Fauna aus kalzifizierten, gelegentlich auch pyritisierten Radiolarien (meist Spumellarien) und Calpionellen, die untere Kreide (Neokom) anzeigen. Die etwas dunkleren und stärker detritischen Kalke enthalten daneben noch Schwammnadeln, Globigerinelloides sp., kleine Globigerinen und Ticinellen (u.a. Ticinelle cf. roberti GANDOLFI); sie belegen etwa ein Apt - Alb - Alter.

Dem gleichen Zeitraum ist auch ein Teil der organogenen Kalkarenite zuzuordnen. Ein Teil der Kalkarenite ist jedoch jünger (Cenoman). Offenbar fehlen lokal die Buntschiefer im Hangenden und die CBA setzen sich bis zum Beginn der Alberese-Sedimentation fort.

Schliff 233/66 führt: Radiolarien, umgelagerte Calpionellen, Bruchstücke von Mollusken u. Echinodermen, Rotaliiden, Textularien, Valvuliniden, Milioliden, Rotaliporen; Alter: etwa Alb bis Cenoman.

Schliff 99/67 zeigt daneben noch Nodosarien, ?Buliminen, Ticinellen (u.a. Tic. cf. roberti (GAND.)), Globigerinelloides sp., kleine Globigerinen (u.a. Globig. cf. infracretacea (GLAESSN.)), Rotalipora appenninica (RENZ), Praeglobotruncan cf. delrioensis (PLUMMER); Alter: Cenoman.

Diese Faunen deuten auf eine stratigraphische Gesamtreichweite der CBA vom Apt bis zum Cenoman hin. Der größte Teil gehört nur dem Apt/Alb an.

2.223 Ophiolithe

Die im Vergleich zu den riesigen Grüngestein-Vorkommen in ihrer Größenordnung bescheidenen Ophiolithe der Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit liegen regellos verstreut als kompetente 'erratische Blöcke' in den Cantiere-Basisargille und zeigen tektonische Kontakte zum Nebengestein. Ihre Verfrachtung erfolgte gleitbrettartig. Die größten Vorkommen befinden sich im Dragone-Tal (Poggi Bianco Dragone; Cinghio del Corvo).

Primärmagmatische Kontakte fehlen. Lediglich kontaktmetamorphe Erscheinungen in Verbindung mit mechanischen Beanspruchungen konnten stellenweise beobachtet werden. Infolgedessen läßt sich auch der genaue Zeitpunkt des Aufdringens der Ophiolithe nicht mit Sicherheit bestimmen.

Die enge Verbindung mit Radiolariten und Maiolica legt die Vermutung nahe, daß die Ophiolithe zusammen mit den Radiolariten und den Maiolica-Kalken - wie auch im ligurischen Faziesraum - ursprünglich das Liegende der Basisargille bildeten (Abb. 39).

Durch nachfolgende tektonische Bewegungen (im Cenoman) sowie bei der Abscherung dieser Einheit vom tieferen Untergrund und während der Deckenüberschiebung wurde der primäre Schichtverband z.T. völlig zerstört; dabei gelangten die

Ophiolithe gleitbrettartig in die überlagernden Tonschiefer. Demnach wäre das Alter der Ophiolithe mit O b e r j u r a anzugeben. Mit Sicherheit sind aber Ophiolithe an großen Dehnungsstörungen auch zu einem späteren Zeitpunkt aufgedrungen, als bereits die Cantiere-Basisargille und z.T. sogar schon die Cantiere-Buntschiefer sedimentiert waren, worauf auch GÖRLER & REUTTER (1964) und GÜNTHER (1965) hingewiesen haben. Dort, wo die Ophiolithe eng mit den Buntschiefern verbunden sind (z.B. am Poggio Bianco Dragone), müssen sie als gleich alt mit den Buntschiefern, z.T. wohl sogar als etwas jünger angesehen werden. Man könnte sie auch als lokale fazielle Vertretung der hangenden Teile der Buntschiefer betrachten. Die Möglichkeit einer Umlagerung oberjurassischer Ophiolithe kann natürlich nicht ausgeschlossen werden.

le von REUTTER (1966 u. 1968) beobachtete unterschiedliche Ophiolithführung der Basisargille im Raum zwischen Villa Minozzo und dem Rosenna-Tal (Serpentinite in den Basisargille der Cassio-Einheit; Diabase in den Argille der Cantiere-Einheit) war für diesen Autor ein Indiz von mehreren, die Emilianiden II (= Cantiere-Monghidoro-Einheit) von den Emilianiden III (= Einheit des Annerapenninen Tongriano) und IV (= Cassio-Einheit) abzutrennen (vgl. Kap. D. 3.32). Dies trifft zumindest für das Gebiet zwischen Frassinédolo und dem Dragone-Tal jedoch nicht zu. Die Ophiolithführung der Basisargille ist hier konstant (Diabase, Pillowlaven und Serpentinite in wechselnden Mengen nebeneinander).

Die Ophiolithe sind stets an die Tonschiefer gebunden (Cantiere-Basisargille, Cantiere-Buntschiefer). Sie reihen sich perlschnurartig an der südlichen Verbreitungsgrenze dieser Einheit auf und gleichen dadurch die Abgrenzung gegen ähnliche, aber ophiolithärmere Tonschiefererrien anderer Einheiten.

Die Größe der Ophiolithe schwankt von einigen wenigen m³ ("Ophiolithbrekzien") bis zu mehr als 2 km² (Pillowlaven und Diabasagglomerate am Poggio Bianco Dragone und Cinghio del Corvo).

2231 Serpentinite

ie finden sich als etwa hausgroße Körper vorwiegend südlich Villa Minozzo. Weitere, jedoch wesentlich kleinere Vorkommen gibt es NW von Romanoro, südlich Frassinoro, südlich Castellaro sowie E, SE und S von Frassinédolo.

Die Serpentinite sind meist tiefgründig verwittert. Im frischen auch erscheinen sie dunkelgrün bis schwarz, fettig glänzend und von großer Härte. Hellere Farben können durch Serpentin-, Chlorit- und Talkneubildungen hervorgerufen werden.

Der Serpentin von S.Scolastica ist randlich fast völlig in Ophikalzit umgewandelt (s. Kap. 2.2232). In diesem Bereich ist er sehr stark zerschert und von einem dichten Netz sehr feiner Kalzitklüfte durchzogen, wodurch er eine weißlichgrüne Farbe erhält. Hämatiteinlagerungen (besonders im oberflächennahen Bereich) verleihen ihm stellenweise eine intensiv rote bis rötlichgrüne Farbe.

Randlich werden die Serpentine oft von gemischten Sediment-Ophiolith-Brekzien umgeben (s. Kap. 2.223).

Schliff 668/65 (ca. 600 m SSW Ca de'Zobbi) zeigt Serpentin in schwach pleochroitischer Chrysotil-Struktur (? serpentinisierte Olivine), unregelmäßige, stark chloritisierte Reste von Orthopyroxenen (? Enstatit); viel Erz (meist sekundäre, vermutlich bei der Serpentinisierung entstandene Erzgeneration; Magnetit und Pyrit sind vorwiegend an den Korngrenzen angereichert); die feinen Klüfte sind durch farblosen Chlorit oder feinfaserigen Serpentin-Asbest verheilt; der relativ hohe Pyroxengehalt weist auf ein mehr pyroxenitisches Ausgangsmagma hin.

Schliff 279/67 (S.Scolastica) zeigt feinfaserigen, z.T. arboreszierenden Serpentin; teilweise liegt eine äußerst feinkörnige serpentinische Masse vor, die durch feinverteiltes Erzpigment dunkel gefärbt ist; vereinzelte Plagioklasse sind in ein Gemisch aus Chlorit, Epidot, Serpentin und Prehnit umgewandelt; Reste stark chloritisierter Orthopyroxene (? Enstatit); zwei größere hoch lichtbrechende, weiße, im Schliff bräunliche, fast opake, stark zerbrochene Einschlüsse sind als stark kaolinierte 'feldspatoide' Minerale zu bezeichnen; buchtige Erzinsel (z.T. Magnetit); fragliche Olivinreste. Das Ausgangsgestein könnte ein Pyroxenit gewesen sein.

2.2232 Ophikalzite

Hierbei handelt es sich im wesentlichen um Gesteine, die hauptsächlich Kalk- und Ophiolithmaterial enthalten.

Die stark zertrümmerten randlichen Teile der Serpentine bei S.Scolastica und bei Casale (südlich Frassineto) bestehen aus einem Mosaik von Kalk- und Serpentinbruchstücken, d.h. der Serpentin ist völlig von einem dichten Netz sehr feiner, ungeordneter Kalzitadern durchzogen und es bleiben nur kleine teils eckige, teils gerundete Serpentinester übrig. Dadurch nimmt das Gestein eine hellgrüne bis grünlich-weiße Farbe an. Stellenweise ist es durch feinverteilten Hämatit tiefrot gefärbt.

Die Entstehung der Ophikalzite ist in diesen Fällen nicht mehr genau rekonstruierbar; denn die Kontakte zum umgebenden Gestein sind (wie bei der Mehrzahl der Ophiolithe im Nordapennin) sekundär überprägt. Bei den Ophiolithen von S.Scolastica und Casale

scheinen Kalkspatlösungen in eine randliche Trümmerzone aus heterogenem Ophiolithschutt (Serpentine, seltener Diabase) eingedrungen zu sein.

2.2233 Diabase

Unter den Ophiolithgesteinen des Untersuchungsgebietes überwiegen die Diabase. Sie treten vorwiegend in Form von Pillowlaven und Diabasagglomeraten auf, die beide in sehr enger genetischer Beziehung zueinander stehen. Meist sind die Diabase stark bis völlig spilitisiert (Kap. 2.22332). Massige Diabase mit doleritischem Korngefüge kommen nur vereinzelt vor.

2.22331 Pillowlaven: In größerer Menge finden sie sich nur im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Cinghio del Corvo - Poggio Bianco Dragone; Madonna del Calvario; Poggio Medole; Ophiolith nördlich Sassatella und südlich Frassinoro); ständig sind sie begleitet von massigen Diabasagglomeraten und Diabas-Randbrekzien.

Ihre Entstehung kann durch submarine Effusionserscheinungen erklärt werden. Durch die rasche Abkühlung während der Erstarrung entstanden an der Oberfläche der Lavaströme kissenförmige Gebilde ("pillows"). Der Raum zwischen den einzelnen pillows ist erfüllt mit einem feinkörnigen, grusartigen, rötlichgrün gefärbten Material, das aus kleinsten Diabas- und Spilitbröckchen besteht. Diese Bröckchen sind verbacken mit einem feinen grünlichen, durch Hämatit und Limonit oft rötlichbraun gefärbten, stark mit Kalzit durchsetzten Diabas- oder Spilitmylonit.

Die bis zu 1 m großen Pillows haben meist eine ovale bis unregelmäßig gerundete Form. Stellenweise ist ein konzentrisch-schaliger Aufbau zu beobachten (Ablösungsflächen). Vom Mittelpunkt der Pillows gehen radiale, mit Kalzit verheilte Sprünge aus. Ein ähnlicher Aufbau besteht auch im Mikrobereich (s. Schliffbeschreibung). Diese Strukturen sind umgeben von einer 3 - 5 cm mächtigen, mit Malachit imprägnierten Trümmerzone.

Charakteristisch für die Pillowlaven ist ihr z o n a r e r A u f b a u, der von PELIZZER(1955) an den Ophiolithen zwischen dem Passo della Futa und dem Passo Raticosa eingehend beschrieben worden ist. Die Struktur der äußeren Zone ist gekennzeichnet durch radialstrahlig angeordnete, feinverwachsene Plagioklasleisten ("s p h ä r o l i t h i s c h e S t r u k t u r"):

Schliff 298/66 (topographischer Punkt 1191 m "Sasso Piccolo", ca. 700 m SSW Frassinoro).

Gestein: Pillowlava (Diabasporphyrit)

Grundmasse: hyalin, z.T. mit Entglasungserscheinungen;
z.T. auch chloritisch (grünlich).

Mineralbestand: leistenförmig gebündelte feinste Plagioklasse (Albit) verzweigen sich radialstrahlig von einzelnen Zentren aus und formen sich berührende oder sich durchdringende kugelige Gebilde; sie erzeugen auf der Gesteinsoberfläche eine brombeerartige Struktur (Variolen). Die blasige Textur des Gesteins wird deutlich durch sehr häufige Amygdalen (Aureolen oder Variolen), die mit radialstrahligen Sekundärmineralen gefüllt sind (so z.B. Kalzitmandeln; der Kalzit kann dabei sekundär aus Chlorit entstanden sein; auch umgekehrte Fälle sind denkbar). Weiterhin können die Hohlräume der Amygdalen und Variolen polymineralisch mit radialstrahligem Chlorit und Quarz (z.T. mit Maghemit-Imprägnationen) ausgefüllt sein. Neugebildeter Kalzit (außer in den Mandeln auch diffus verteilt oder als Gangkarbonat), Leukoxen und Erz (Pyrit, ? Chromit, Magnetit, Hämatit) vervollständigen das Bild. Die Feldspäte sind meist in ein feinfilziges, kaum mehr auflösbares Gemenge aus Epidot, Zoisit und Chlorit umgewandelt. In anderen Schriffen kommen noch skelettförmiger Titanit (? Umwandlungsprodukt aus Titanomagnetit und Ilmenit) und Olivinpseudomorphosen (Schliff 278/66) hinzu. Der feinverteilte Chlorit und das Erzpigment können von völlig zersetzten Pyroxenen oder Olivinen herrühren. Die Anordnung der Plagioklasse spricht für eine sehr schnelle Erstarrung der submarinen Pillowlaven.

Die nächsttiefere Zone ist ausgezeichnet durch größere Plagioklasse, die in einer arboreszierenden Struktur (bäumchenförmig angeordnete feine Plagioklasleisten) (Schliff 125/67) erscheinen. In diesem Niveau kann daneben auch eine Intersertalttextur auftreten, in der die Plagioklasse leistenförmig angeordnet sind, sich aber noch nicht berühren. Porphyrisch strukturierte Varietäten führen größere idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas, seltener von Pyroxenen (Schliffe 124/67 u. 669/65). In noch tieferen Zonen kommt es schließlich zu einem rein ophitischen Gefüge (ophitische und doleritische Strukturen).

Schliffe 124/67 (Minozzo) und 669/65 (SSW Ca de'Zobbi)
Gestein: tiefere Zone einer Pillowlava (Diabasporphyrit)
Mineralbestand: büschelförmig (divergentstrahlig, arboreszierend) angeordnete kleine Plagioklasleisten (Intersertalstruktur); in den Zwickeln farbloser bis leicht grünlicher Chlorit, Serpentin, ?Leukoxen, Karbonat (verdrängt sekundär den Chlorit), feinverteiltes Erz (wahrscheinlich alles Umwandlungsprodukte von Pyroxenen); die Plagioklasse sind oft in ein Gemenge aus Epidot, Chlorit und ?Prehnit umgewandelt; vereinzelt finden sich größere Einsprenglinge von Plagioklas (idiomorph) und von stark chloritisiertem, serpentinisiertem Pyroxen; Karbonat, Chlorit und Quarz können z.T. durch autohydrothermale Prozesse entstanden sein; feine Klüfte sind durch ein Gemenge aus Feldspat, Quarz und Chlorit verheilt (?hydrothermale Bildungen).

Im Schliff 15/68 (Cinghio del Corvo) zeigen die feinen Plagioklasleisten ein ophitisches Gefüge. Es fallen hier die häufigen Olivin- (?) und Karbonat-Pseudomorphosen auf. Während die Olivin-Pseudomorphosen in Leptochlorit und Serpentin umgewandelt sind, verdrängen die Karbonat-Pseudomorphosen metasomatisch eingesproßt die Plagioklase. Das Gestein ist bereits schwach opikalzitiert.

Der Schliff 260/67 (Madonna del Calvario) repräsentiert einen Diabas mit einem doleritischen Korngefüge (Mineralbestand wie oben).

Der im Makrobereich so auffällige Zonarbau der Pillowlaven ist im Schliff 63/68 (200 m ENE Frassinello) auch im Mikrobereich zu erkennen:

Die SW-Ecke des Schliffes zeigt eine hyaline (porphyrische) Grundmasse (umgestandene, stark chloritische Glasbasis mit Sekundär-Karbonat und feinverteiltem Erz); es folgt eine Zone mit radial- bis divergentstrahligen Plagioklasbüscheln (variolitische Textur); die äußere Zone (N-Ende des Schliffes) ist durch eine Intersertalstruktur (arboreszierende Plagioklasleisten) gekennzeichnet.

2.22332 Spilite: Häufig sind Teile der massigen Pillowlaven und Diabasagglomerate splitisiert. Es handelt sich um Gesteine mit ophitischem Gefüge und albitisierten Plagioklasen, die z.T. zu einem Gemenge aus Kalzit und Epidot zerfallen sind. Die Pyroxene in den Zwickeln sind weitgehend uralitisiert, d.h. in ein Gemenge aus Chlorit, Epidot und Erz umgewandelt.

2.22333 Diabas-Agglomerate: Diese massigen Gesteine stellen eine sehr häufige Komponente der Ophiolithe dar. Sie bestehen aus meist eckigen, z.T. auch kantengerundeten, rötlich- bis grünlich-braunen, fest verkitteten Diabasbruchstücken. Seltener sind Serpentin- und Spilitreste. Sie schwimmen in einer feinen, detritischen Ophiolithmatrix (meist feiner Serpentintrag), die durch Hämatit rötlich oder durch Talk- und Kalzitneubildungen hellgrün gefärbt sein kann (Abb.41). Die Diabasbrocken stammen ihrem Interngefüge nach ausschließlich aus den beiden äußeren Zonen der Pillowlaven (radialfaserige und divergentstrahlig-arboreszierende Strukturen). Diabasbrocken mit ophitischem oder intersertalem Gefüge, das auf tiefere Zonen hindeuten würde, kommen nicht vor.

Vereinzelte treten auch Sedimentgesteine auf (Radiolarite und umkristallisierte Maiolica-Kalke, die auf kontaktmetamorphe Erscheinungen im Grenzbereich Ophiolith/Sediment hindeuten).

Die Schliffe 10/68 u. 12/68 zeigen in der feinstkörnigen kalkigen, stark verkiezelten Grundmasse (Lutite) Albit-Neusprossungen (idiomorphe Kristalle) um winzige Kristallisationskeime herum mit typischen Vierlingszwillingen.

Die Schliffe 365/66 u. 366/68 stammen aus total verkiezelten, feinstkörnigen, umkristallisierten Kalken und sind reich an Karbonateinschlüssen. Bereits makroskopisch als "Augen" in Erscheinung tretende hellere Flecken erweisen sich als Kieselsubstanz mit vielen Karbonateinschlüssen; diese kugeligen Gebilde berühren sich häufig und bilden größere zusammenhängende Körper; z.T. lassen sie sich auch als Dolomitrhomboeder interpretieren (dolomitisierte Kalk), die durch Kontaktmetamorphose z.T. aufgelöst wurden und umkristallisiert sind, wodurch verwachsene Grenzen entstanden. Ähnliche Gesteine treten auch in den Randbrekzien und in den gemischten Ophiolith-Sediment-Brekzien auf.

Meist liegen die Kalke als eckige, längliche, bis zu 2 m lange und 0,5 m breite Bruchstücke vor (Ophiolith "il Sasso"), gelegentlich mit einer deutlichen Einregelung. Die Kalke können auch total brekziiert sein (Poggio Bianco Dragone; il Sasso). Die einzelnen Brekzienkomponenten sind z.T. durch grobspätigen Kalzit miteinander verbacken (?Lösungsbrekzie) (Schliff 9/68).

2.2234 Diabas- und Serpentin-Randbrekzie

Die Diabasagglomerate können randlich durch Zunahme des Sedimentteils in sog. "Randbrekzien" übergehen. Im Gegensatz zu den "Gemischten Sediment-Ophiolith-Brekzien" (Kap. 2.2235) überwiegt hier der Gehalt an Ophiolithmaterial noch deutlich den an Sedimentgesteinen. Auch in den äußeren Zonen der massigen Pillowlaven und Serpentinite kann eine solche Randbrekzie entwickelt sein, ohne daß sich Agglomerate dazwischenschalten. Zwischen allen Typen bestehen engste genetische Beziehungen. So sind auch die Randbrekzien als das Ergebnis des Extrusionsvorganges der Ophiolithe anzusehen (sog. Pyroklastite). Aus den geologischen Gegebenheiten läßt sich folgender ehemaliger, heute nicht mehr oder nur noch unvollständig vorhandener zonarer Aufbau der Ophiolithe rekonstruieren (von innen nach außen): massiger Diabas -- Pillowlaven -- Diabasagglomerat -- Randbrekzie -- Gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzie oder: Serpentin -- Serpentinagglomerat -- Serpentin-Randbrekzie -- Gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzie. Zwischen den Gliedern jeder Reihe gab es wahrscheinlich primär kontinuierliche Übergänge, die aber durch nachfolgende Bewegungen (z.T. schon während des Aufstieges der Ophiolithe) tektonisiert und dadurch verwischt wurden.

Als Komponenten herrschen in diesen Randbrekzien vor: Diabase (z.T. spilitisiert), Serpentinite (seltener), Radiolarite und Maiolica-Kalke (z.T. kontaktmetamorph verändert). Die Gesteinsbruchstücke erreichen eine maximale Größe von 0,5 m (Maiolica), meist schwankt sie zwischen 5 und 15 cm. Die Matrix ist ähnlich ausgebildet wie bei den Agglomeraten (Kap. 2.22333).

2.2235 Gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzien

Im Gegensatz zu den Randbrekzien ist in diesem Brekzientyp ophiolithisches Material (Serpentinite, Diabase, Spilite) und Sedimentgestein (Radiolarite, Maiolica- bzw. Palombino-Kalke; max. 20 - 50 cm groß) etwa in gleicher Menge vertreten; z.T. kann auch der sedimentäre Anteil überwiegen. Die Brekzien treten als kleine, nur wenige m³ große, isolierte Klötze in den Basisargille, seltener als randliche Begleitgesteine der Serpentinite, Diabasagglomerate und Pillowlaven auf. Sie erscheinen teils gradiert, teils massig und ungeschichtet. In Verbindung mit diesen Brekzien können feinere, gradierte, tuffitische Lagen sowie feine, ophiolithische gradierte Sandsteine ('Ophiolith-Arenite') und schiefrige Mergel vorkommen (Punkt 604 m S Poggio Medole).

2.224 Cantiere-Buntschiefer (CBS)

Im O.-Alb setzt eine Faziesdifferenzierung ein; die eugeosynklinale, nur selten flyschartige Fazies der Basisargille mit dem typischen initialen Ophiolithvulkanismus schlägt sehr plötzlich in eine synorogene Flyschsedimentation um (vgl. Kap. 5).

Der Name "Buntschiefer" nimmt Bezug auf die bunten Farben der Tonschiefer. Um diese Gesteine von ähnlichen Bildungen der Modino-Cervarola-Einheit (Modino-Buntschiefer; s. Kap. 2.112) und der Liguriden II und III (Buntschieferserie; s. Kap. 3.31) abzugrenzen, werden sie als "Cantiere-Buntschiefer" bezeichnet. Alle italienischen Autoren belassen diese Serie in dem nicht näher unterteilten Komplex der 'argille scagliose' bzw. 'argille scagliose indifferenziato' bzw. 'alloctono indifferenziato' (Kreide; Kreide-Bozän).

Die CBS im Gebiet des M.Modino werden auf den geologischen Detailkarten von NARDI (1965) und BERTOLLI & NARDI (1966) als Pievepelago-Formation (fP₂) interpretiert.

2.2241_Vorkommen: Die Buntschiefer bilden nicht immer das teils flyschartige, teils eugeosynklinale Bindeglied zwischen den überwiegend eugeosynklinalen Basisargille im Liegenden und dem Kalk-Mergel-Flysch (Alberese) im Hangenden. Ihr häufiges Fehlen kann tektonische Ursachen haben; denn bei der Überschiebung der Cantiere-Mongidoro- & Cassio-Einheit ist - als Folge des Wechsels kompetenter und inkompetenter Gesteine - der mächtige Kalk-Mergel-Flysch von den Tonschiefern im Liegenden abgesichert, wobei die Buntschiefer stellenweise tektonisch völlig ausgedünnt sein können. Es muß allerdings auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß nicht überall die Buntschiefer entwickelt waren, sondern nur lokal die höheren Teile der Basisargille faziell vertreten.

Während im W (Costa de'Grassi; Ca' del Buco) nur kleinere, unzusammenhängende Buntschiefer-Vorkommen zu finden sind, bedeckt diese Serie im Gebiet zwischen Romanoro und Frassinoro größere Areale (ca. 1 km²). Besonders schöne Aufschlüsse befinden sich bei Ca Vanni di sopra südöstlich des M. Modino.

2.2242_Lithologischer Charakter: Wie bei den Modino-Buntschiefern und den Buntschiefern der Liguriden II (s. Kap. 2.112 u. 3.31) handelt es sich um stark siltige, quarz- und glimmerreiche, feinplattige und feinschuppige, stark zerscherte Tonschiefer in wechselnden Farben (weinrot, blaugrün, olivgrün, braungrün, violett und schwarz). Durch steigenden Kalk- und sinkenden Siltgehalt vermergeln die Schiefer stellenweise (Abb. 42).

Je nach dem variierenden Gehalt an kompetentem Material in den CBS kann man verschiedene Lithotypen unterscheiden:

- a) Buntschiefer mit gemischten Sediment-Ophiolith-Brekzien (z.B. am Cinghio del Corvo); diese Brekzien gleichen völlig den im Kap. 2.2235 beschriebenen Gesteinen.
- b) Buntschiefer mit hellgrauen, feinen, stark kieseligen, harten, pelagischen Kalken (Palombinokalke).
- c) Buntschiefer mit teils detritischen, gradierten, mittelgroben, fossilführenden Kalken und Kalkareniten, teils feineren, grünlichen, weichen, fossilführenden Mergelkalken und selten hellgrauen bis hellgrünen quarzitischen, harten Sandsteinen und Kalken, die in ebensolche Kalkmergel übergehen (M. Mattioli).
- d) Buntschiefer mit 5 - 10 cm mächtigen, feinen, teils laminierten, teils gradierten, glimmerreichen Kalksandsteinen, die in glimmerreiche, feinplattige, dunkle Tonschiefer übergehen.

- e) Buntschiefer mit dünnbankigen, feinkörnigen, gradierten, glimmerhaltigen, teils harten (d.h. gut zementierten), teils weichen (d.h. schlecht zementierten) Sandsteinen, die dem Ostia- bzw. dem Frassinoro-Sandstein gleichen (besonders im Gebiet östlich Frassinodolo und bei Ca del Buco).
- f) Buntschiefer mit hellgrau anwitternden, scherbenartig zerfallenden, albereseähnlichen Kalkmergeln und ebensolchen splittrigen Mergelkalken und Kalken.
- g) Buntschiefer mit schwarz, z.T. auch violett angewitterten, im frischen Bruch blauschwarzen bis violetten, feinen, schweren, stark manganhaltigen Kalken. Das Mangan manifestiert sich in Form verschiedener Oxyde. Ein hoher Manganoxyd-Gehalt wird auch stellenweise in den Schiefern selbst beobachtet, besonders dort, wo violette und blauschwarze Farben vorherrschen. Der hohe Mangan- und Kieselsäure-Gehalt in den Schiefern und in Teilen der Kalkkomponenten sowie der Radiolarien-Reichtum der Schiefer und Kalke stehen im engen Zusammenhang mit der intensiven vulkanischen Tätigkeit im Zeitraum ihrer Ablagerung.
- h) Buntschiefer mit sehr harten, total verkieselten grünlichen Kalken; typisch für diese Gesteine ist eine brombeerartige Oberfläche, ein konzentrisch-schaliger Aufbau und ein hoher Erzgehalt (Pyrit, Kupferkies). Besonders häufig erscheinen sie im Bereich der großen Störungszone westlich S. Anna/Tolara (vgl. Kap. 2.2243).

Stellenweise sind die CBS stark gefaltet (Ca Vanni di sopra). Westlich des Poggio Mezzature ist von N nach S ein kontinuierlicher lateraler Übergang in den Frassinoro-Sandstein (Kap. 2.225) zu beobachten (Abb. 40). Die Farbe der Schiefer wechselt von N nach S in blauschwarz, schwarz und dunkelgrau-braun; die roten, grünen und blaugrünen Farben verlieren sich. In gleicher Richtung nimmt auch der Siltgehalt zu, was sich z.T. in einem feinplattigen Gefüge der Schiefer äußert. Während der Gehalt an Kalken abnimmt, steigt derjenige an Kalksandsteinen. Zunächst liegen noch dünnbankige, nicht lang aushaltende Linsen eines dunklen, feinen, glimmerreichen, teils stark laminierten, teils schwach gradierten Kalksandsteins mit Unterflächenstrukturen (neben kleinen load-casts vor allem Weide- und Fraßspuren sowie Wurm-Grabgänge) vor. Die Kalksandsteine nehmen nach S hin an Zahl und Mächtigkeit zu, es kommt zur Bildung durchgehender Bänke (rhythmische Wechsellagerung von Kalksandsteinen und Schiefern). Schließlich schalten sich auch Sandsteine ein. Ein ähnlicher kontinuierlicher Übergang ist auch in vertikaler Richtung vorhanden (östlich Rovinato am topographischen Punkt 1221 m).



Abb. 41 Diabasagglomerate bei "Madonna del Calvario" (Cantiere-Basisargille).

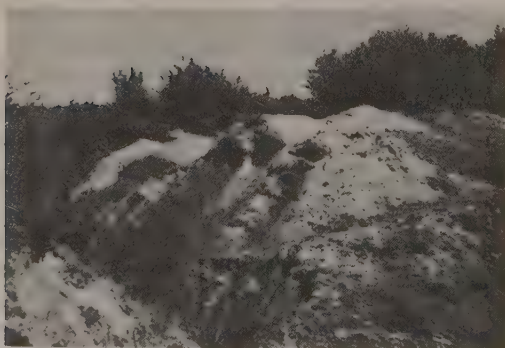


Abb. 42 Cantiere-Buntschiefer, ca. 1 km südlich des M. Modino (Ca-Vanni di sopra).

2.2243_Mikrofazies: Die feinkörnigen, kieseligen Palombino-Kalke erweisen sich u.d.M. als Biokalzitlutite oder als Mikrite bzw. Biomikrite, die detritischen Kalke und Mergelkalke als Foraminiferen-Biointramikrite. Die feinen, z.T. laminierten Kalksandsteine können als feldspatische Grauwacken angesprochen werden.

Von besonderem Interesse sind äußerst harte, völlig verkieselte, feine, bläulich-grüne Kalke. Sie liegen meist in Form gerundeter Brocken mit einem Durchmesser von maximal 0,5 m vor, die an Geoden erinnern. Als charakteristisches Merkmal zeigen sie eine traubig-nierige Gesteinsoberfläche. Diese radialfaserige Schicht ist etwa 0,5 - 1,5 cm dick.

Die Schliffe 142/66, 144/66 u. 253/67 (südlich des Uccelliera bzw. ca. 1 km westlich S.Anna/Tolara) aus der radialfaserigen Oberflächenschicht zeigen einen total verkieselten Kalk. Wahrscheinlich hat ehemals ein sehr feiner, kieseliger Kalk (Kalzitlutit) vorgelegen. Ob eine Mobilisation der Kieselsäure, die das ganze Gestein erfaßt hat, durch diagenetische Prozesse oder durch vulkanische Einflüsse (Kontaktmetamorphose in unmittelbarer Nähe der aufdringenden Ophiolithe) oder durch beide Phänomene gleichzeitig hervorgerufen wurde, kann heute nicht mehr entschieden werden. Vermutlich wurde das Gestein dabei von einer Hornstein- bzw. Chalcedon-Schicht umgeben. Bei der Alterung des Kieselgels können dann diese kugeligen radialfaserigen Gebilde (Hinweis auf primären Chalcedon !) auf der Gesteinsoberfläche entstanden sein.

Die radialfaserigen kugeligen Körper sind fast alle gleich groß. Sie bestehen aus kleinen Quarz-Kristalliten, die in schmalen, radialen Lagen angereichert sind; sonst ist der Quarz unregelmäßig in der feinstkörnigen kalkigen Grundmasse verteilt. Gelegentlich finden sich auch größere Kristalle, was auf eine diagenetische Sammelkristallisation hinweist. Während in diesen "Kugeln" der Quarz vorherrscht und nur wenig kalkige Grundmasse vorhanden ist, bestehen die Zwickel überwiegend aus feiner, kalkiger, stark verkieselter Matrix. Auch hier ist es stellenweise zu einem nachträglichen Wachstum der Quarze durch diagenetische Sammelkristallisation gekommen. Auffallend sind im Schliff 253/67 längliche Fasern, die aus kleinen Kalzitkristallen bestehen; sie stellen ohne Zweifel organische Reste dar (Korallen?). Typisch für die Quarze und für den Kalzit ist ein *poikilitisches Gefüge* (Einschlüsse von Kalk im Quarz bzw. von Quarz im Kalzit); idiomorpher Pyrit (Würfel und Oktaeder) ist ebenfalls häufig. Im Schliff 144/66 kommen noch Serizit, etwas Muskowit, neugebildete Chlorit-schüppchen und Apatit hinzu.

Schliff 143/66 (250 m SE des Uccelliera) stammt aus dem sehr feinen, harten Kalk unter der traubig-nierigen Oberfläche. Der Kalk ist total verkieselte und besteht überwiegend aus sehr feinem Quarz in einer sehr feinen, kalkigen, stark kieseligen Grundmasse, die aber gegenüber dem Quarz

deutlich zurücktritt. Nach der Verkieselung hat noch eine D o l o m i t i s i e r u n g stattgefunden; die Kieselsubstanz wird z.T. durch Dolomitneubildungen verdrängt. Kalzit und Erz sind weniger häufig als in der Oberflächenschicht.

2.2244_Mächtigkeit: Die größte Mächtigkeit erreichen die Schiefer im Gebiet nördlich des M.Modino (Prof. 13, 14) und am Poggio Bianco Dragone (Prof. 17, 18) mit über 200 m. Sonst schwankt die aufgeschlossene Mächtigkeit zwischen 70 m und 100 m.

2.2245_Fossilien_und_Alter: Die zeitliche Einstufung der Buntschiefer machte keinerlei Schwierigkeiten, da albereseartige Kalkmergel sowie organogene Kalkarenite und sandige Kalke eine reiche Fauna lieferten.

Schliff 60/68 (nördlich Ginepreto)
Gestein: organogener Kalkarenit (Biosparit)
Grundmasse: sparitischer, chemischer Kalzit-Zement
Mineralbestand: fast nur grobspätiger Kalzit; wenig Quarz.
Muskowit, Biotit (z.T. chloritisiert), Chlorit, etwas Erz, ?Feldspat; vereinzelt Hornsteinschlieren, viel Mikritreste (Kalkbröckchen).
Fauna: Radiolarien, Lithothamnium-Reste, Ophthalmitiden, Textularien, Nodosarien, kleine Globigerinen, Milioliden, Rotaliden, ? Lageniden, Praeglobotruncana cf. delrioensis (PLUMMER), sehr viel Ticinellen vom Typ Ticinella cf. roberti GANDOLFI; keine Rotaliporen.
Alter: Oberalb (-Untercenoman?).
Korngröße: max. 0,26 mm, im Durchschnitt 0,09 - 0,1 mm.
Gefüge: Glimmer sind leicht eingeregelt, sonst richtungslos körnig, unsortiert und unklassiert.

Probe 129/66 (südlich des Uccelliera) mit Heterohelix sp., Heterohelix globulosa (EHRENBERG), Hedbergella cf. trocoidea (GANDOLFI), Hedb. cf. amabilis (LOEBLICH & TAPPAN), Hedb. cf. brittonensis LOEBLICH & TAPPAN, Globigerinelloides aff. Glob. messinae (BRONNIMANN), Praeglobotruncana cf. stephani (GANDOLFI), Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI, Globotr. lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU), Globotr. globigerinoides BROTZEN (?).
Alter: Unter- bis Mittelturon.

Anhand dieser Faunen kann man die stratigraphische Reichweite der Buntschiefer mit O b e r a l b bis M i t t e l t u r o n angeben.

2.225 Frassinoro-Sandstein (FS)

Wie bereits im Kap. 2.2242 beschrieben, verzahnen sich die Buntschiefer in der Umgebung des M.Modino in vertikaler und lateraler Richtung mit einem Flyschsandstein, der hier in Übereinstimmung mit REUTTER (1968) 'Frassinoro-Sandstein' genannt wird (nach der

(typlokalität westlich Frassinoro) und der wohl als eine besondere Ausbildung des Ostia-Sandsteins aufzufassen ist.

Auf der neuen Ausgabe des Blattes 86 (Modena) der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von LOSACCO et al. (1963) wird der FS als "formazione di Gombola" beschrieben, d.h. dem sandigen Teil des Cantiere-Alberese (Oberkreide) gleichgestellt. Auch FAZZINI (1963, 1966), NARDI (1964, 1965) und BERTOLLI & NARDI (1966) sehen den FS als normalliegenden (!), sandigen Teil des Cantiere-Alberese an. FAZZINI (1966) weist auf gewisse Ähnlichkeiten des Sandsteins mit der 'Pietraforte' der Toskana hin, die ja in ihrer stratigraphischen Stellung mit dem ligurischen Ostia-Sandstein vergleichbar ist.

2.2251 Vorkommen: Der Sandstein zieht sich in N-S- bzw. NE-SW-Richtung in einem 4,5 km langen und etwa 500 m breiten geschlossenen Vorkommen vom Gebiet nördlich des M.Modino bis zum Uccelliera und bedeckt ein Areal von ca. 4 km². Kleinere isolierte Aufschlüsse finden sich im SE und NE von Frassinoro, östlich Romanoro (bei Castellaccio) und bei Monzone.

Dieser Komplex scheint an den typischen Cantiere-Alberese gebunden zu sein. In den Buntschiefern unter dem Cassio-Alberese vom Typ M.Ferrarino ist ein ähnlicher Sandstein nur in Form einzelner isolierter Brocken vorhanden.

2.2252 Lithologischer Charakter: Die Grauwackenserie ist - wie die meisten derartigen Schichtfolgen - dreigeteilt. Sie besteht aus einer dünnbankigen Wechselfolge von Kalksandsteinen, Sandsteinen und Schiefern im Liegenden und Hangenden (Laminitologie) und aus dickbankigen Turbiditen und Fluxoturbiditen (Turbiditfolge) im mittleren Abschnitt. Zwischen der Laminit- und der Turbiditfolge einerseits sowie zwischen den Laminiten und den Buntschiefern andererseits bestehen kontinuierliche lückenlose Übergänge (vgl. Kap. 2.2242; Abb. 40).

- Die Laminitfolge besteht aus 5 - 20 cm, max. 30 cm mächtigen fein- bis mittelkörnigen, grünlichen, glimmerreichen, laminierten Kalksandsteinen und Sandsteinen, die in ebensolche siltige, feinplattige, bis zu 30 cm mächtige dunkle Tonschiefer und schiefrige Mergel übergehen. Typisch sind linsenförmige Einschaltungen eines dunklen, feinen, harten Kieselkalkes.
- Die Turbiditfolge wird beherrscht von 0,5 - 1,5 m, max. 5 m mächtigen groben bis feinkonglomeratischen, grünlichen Sandsteinen (Abb. 43). Weitere lithologische Merkmale sind: eingeregelter und meist herausgewitterter dunkler Ton- und Mergelschmittzen (zellige Oberfläche der Sandsteine), reichlich beigemengter Ophiolithschutt (stark zersetzter Serpentin), Konglomerate an der Basis der Bänke oder in wolkgiger

Verteilung innerhalb der Sandsteine (gut gerundete, bis zu 1 cm große Gerölle vor allem von Quarz und Serpentin; Glimmerschiefer, Kalke, Sandsteine, Radiolarite und Granite treten zurück).

Während die sehr mächtigen Bänke massig und kaum gradiert sind, also *Fluxoturbidite* darstellen, weisen die dünneren Bänke ein hervorragendes geopetales Gefüge ('graded bedding') auf. Auch anorganische Unterflächenstrukturen (load-, flute- u. groove-casts) sind hier neben den organischen Spuren weitaus häufiger als in der Laminitfolge.

Die sehr mächtigen Bänke sind nur durch dünne Tonlagen getrennt. Sonst treten als Zwischenmittel bis zu 20 cm mächtige dunkle, feinplattige, stark siltige Tonschiefer und Mergel auf. Meist ist die Turbiditfolge durch bis zu einige Meter mächtige Zonen in sich gegliedert, in denen die dünnbankigen Laminite und Schiefer vorherrschen.

Eine synsedimentäre Tektonik macht sich durch sehr starke Mächtigkeitsschwankungen der dickbankigen Turbidite in horizontaler Richtung bemerkbar. Weiterhin ist die Serie durch eine disharmonische Faltung gekennzeichnet. Für die dünnbankige Laminitfolge sind spitze Knickfalten typisch (z.B. östlich Rovinato), während die Turbiditfolge nur große, plumpe Kofferfalten aufweist (Profile 12, 13, 17).

In der Kammregion des M.Modino-Uccelliera-Höhenrückens sowie in den kleinen Aufschlüssen westlich und östlich davon tritt der Sandstein nur in überkippter Lagerung auf. Die Kontakte zum meist normalliegenden Cantiere-Alberese sind stets verschüttet; jedoch liegt hier mit Sicherheit eine sekundär diskordante Überlagerung vor, verursacht durch die Abscherung des Cantiere-Alberese vom Cantiere-Basiskomplex während der Überschiebung. Lediglich südwestlich Monzone ist ein relativ ungestörter, normalstratigraphischer Kontakt zwischen (hier normalliegender) Frassinoro-Sandstein und ebenfalls normalliegender Cantiere-Alberese zu beobachten (Abb. 47).

2.2253_Mikrofazies: Die dickbankigen, grobkörnigen bis feinkonglomeratischen Turbidite sind durchweg als *lithische Gra w a c k e n* zu bezeichnen; gelegentlich gehören hierzu auch die hangenden, feinkörnigen Teile dünnerer Bänke.

Schliffe 173/67, 174/67, 184/67 u. 283/66

Grundmasse: rel. wenig; feiner Gesteinsdetritus bzw. kalkig-detritisch; selten tonig-detritisch; z.T. stark chloritisch (grünlich); feinfilzig (mikritisch); gelegentlich Korn-an-Korn-Bindung.

Mineralbestand: Quarz (oft kataklastisch und undulös auslöschend, z.T. auch mylonitisiert); Feldspat tritt

gegenüber Quarz deutlich zurück; wie der Quarz zeigen die Feldspäte oft einen diagenetischen Reaktionssaum aus Chlorit, Serizit und Kalzit und sind z.T. auch kataklastisch; vereinzelt etwas Mikroklin; Muskowit, Serizit, Biotit (stark chloritisiert und gebleicht; liegt z.T. als Pennin vor; typisch sind dabei Maghemit-Ausscheidungen; gelegentlich mit etwas Rutil = "Sagenit"); sehr häufig ist Chlorit (z.T. zu Pennin umgewandelt; vereinzelt mit Rutil); Kalzit (teils klastisch, teils neugebildet); Erz (Pyrit, Limonit); akzessorisch treten auf: Rutil, Apatit, Glaukonit, Zirkon und ?Titanit.

Gesteinsreste: dunkle Mikrite, Intramikrite, Kieselkalke, Hornsteine, Biosparite, Intrasparite, Grauwacken; ?Quarzite, Glimmerschiefer, Gneise; Diabas, Serpentin (sehr häufig), ?Tuffit- oder Lapillireste; Aplitgranit, Schriftgranit, Granodiorit; Quarzporphyre und andere Gesteine mit porphyrischer Struktur.

Korngröße: max. 1,5 - 2,0 mm; im Durchschnitt 0,5 - 0,8 mm.
Gefüge: richtungslos körnig, unsortiert und unklassiert.

Die etwas dünnbankigeren mittel- bis grobkörnigen Turbidite erweisen sich oft als f e l d s p a t i s c h e G r a u w a c k e n .

Schliffe 661/65, 284/66, 285/66, 286/66 u. 258/67

Das Gestein ist im Prinzip genauso aufgebaut wie die lithischen Grauwacken, nur ist hier der Feldspatanteil wesentlich höher (bis zu 50 % der klastischen Komponente), während der Gehalt an Gesteinsresten deutlich abnimmt. An akzessorischen Gemengteilen seien noch Titanit und Turmalin erwähnt, an Gesteinsresten kommen noch Quarz-Glimmer-Chlorit-Aggregate (Chlorit-Glimmerschiefer ?), Augengneise und Andesite hinzu.

Formalerweise ist die grobe Basis der sehr mächtigen Turbidite als lithische Grauwacke ausgebildet, während sich zum hangenden Teil der Bänke hin, infolge des sinkenden Anteils an Gesteinsfragmenten, der Übergang in eine feldspatische Grauwacke vollzieht.

Die eingeschalteten Kieselkalke und Kalke sind als Lutite, Mikrite bzw. Intramikrite anzusprechen.

2.254_Mächtigkeit: Die Kontakte zum Liegenden und zum Hangenden sind an keiner Stelle des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen. Aus den Profilen 12, 13 und 17 ergibt sich im Bereich des M.Modino eine Mächtigkeit von über 500 m. Dieser Betrag kann sich jedoch infolge nicht mehr erkennbarer oder schlecht rekonstruierbarer tektonischer Komplikationen erheblich verringern, so daß die reale Mächtigkeit kaum mehr als 300 m betragen dürfte. Bei Monzone, wo wenigstens der Kontakt zum hangenden Cantiere-Alberese aufgeschlossen ist, stehen ca. 100 m an.

2.255_Fossilien und Alter: Durch die sedimentäre Verbindung des S sowohl im Liegenden als auch im Hangenden mit den zeitlich gut

fixierten Buntschiefern, läßt sich das Alter des Sandsteins mit Cenoman / Turon festlegen.

2.226 Ostia-Sandstein (OsS)

Dünnbankige Flyschsandsteine des Cenoman/Turon wurden im ligurischen Faziesraum von REUTTER (1961) nach der Lokalität 'Ostia Parmense' (SCHULZE, 1965) als 'Ostia-Sandstein' bezeichnet. REUTTER (1961) und SAMES (1961) erkannten, daß zwischen dem OsS und der Buntschieferserie heteropische Beziehungen bestehen. So repräsentiert der OsS im Parmenser Apennin nördlich der Hauptkette die sandige Fazies der Buntschieferserie. Da in den Basisbuntschiefern des Cantiere- und Cassio-Alberese völlig gleichartige Flyschsandsteine eingeschaltet sind, wurde hierfür die Bezeichnung 'Ostia-Sandstein' als Faziesbegriff beibehalten.

2.2261_Vorkommen: Im Untersuchungsgebiet treten Gesteine, die dem Ostia-Sandstein zuzuordnen sind, nur in der Umgebung von Cerrè auf und bedecken ein Areal von ca. 0,5 km². Sie sind an den Cassio-Alberese gebunden.

Auch die dünnbankige Laminitfolge des Frassinoro-Sandsteins (Kap. 2.2252) ähnelt in ihrer Ausbildung sehr dem typischen Ostia-Sandstein. Lediglich der dickbankigen Turbidite wegen, die dem OsS fehlen, wurde dieser Sandsteinkomplex mit einem anderen Namen belegt.

2.2262_Lithologischer Charakter: Wie bei den entsprechenden Gesteinen der ligurischen Fazies (Kap. 3.32) können auch hier zwei verschiedene lithologische Typen unterschieden werden:

- a) eine reine sandige Fazies (Ostia-Sandstein i.e.S.) und
- b) eine alberese-artige Fazies.

Hiervon ist im Untersuchungsgebiet nur die Alberese-Ausbildung des OsS vorhanden; der eigentliche Sandstein tritt erst weiter im E, im Panaro-Tal auf (HEYMANN, 1968). Es handelt sich um ein überkippt liegendes Schichtpaket, das aus einer sehr dünnbankigen Wechselfolge von feinkörnigen, gradierten, 5 - 50 cm mächtigen Kalken, Kalksandsteinen, Kalkmergeln, Mergeln und Schiefern besteht.

2.2263_Mikrofazies: Die feinen, sandigen Kalke, Mergelkalke und Kalksandsteine sind generell als Bio-Intramikrite zu bezeichnen.

2.2264 Mächtigkeit: Die Kontakte zu den umgebenden Cantiere-Basisargille sind nicht aufgeschlossen; sie dürften aber zum größten Teil tektonisiert sein. Eine stärkere Faltung dieses isolierten Schichtpaketes ist nicht zu beobachten. Dem Profil 2 nach liegt die Mächtigkeit etwa zwischen 100 m und 200 m.

2.2265 Fossilien und Alter: Die Kalke und Kalksandsteine führen gelegentlich wenig charakteristische Faunen.

Schliffe 116/68 u. 117/68 zeigen eine z.T. pyritisierte Fauna mit Radiolarien, Nodosarien, Heterohelliciden, kleinen Globigerinen, ?Ticinellen und Globigerinelloides sp.

Eine genauere Einstufung als "Kreide" läßt diese Fauna nicht zu. Lithologische Übereinstimmungen mit analogen Gesteinen dieses Zeitraumes aus dem ligurischen Faziesbereich lassen den Schluß zu, daß diese Folge dem Cenoman/Turon zuzuordnen ist.

2.227 Schwarze Schiefer und Alberese von Romanoro

Im Gebiet nordöstlich von Romanoro tritt ein heterogenes Schichtpaket auf, das beziehungslos in z.T. chaotischen Schieferen (Cantiere-Basisargille) steckt und dessen stratigraphische Verbindungen zu anderen Serien unklar sind.

Das Alter, die Position innerhalb der Cantiere-Basisargille, die unmittelbare Nähe zum Frassinoro-Sandstein und die lithologische Ausbildung lassen vermuten, daß es sich hier um einen besonderen lokalen Faziestyp der Cantiere-Buntschiefer handelt, d.h. um ein zeitliches Äquivalent sowohl der Buntschiefer als auch des Frassinoro- und Ostia-Sandsteins. Möglicherweise vertritt die Serie lokal auch die untersten Teile des Cantiere-Alberese (s. Kap. 2.2275), da sie altersmäßig deutlich höher reicht als die hangenden Partien der Buntschiefer oder des Frassinoro-Sandsteins.

2.2271 Vorkommen: Es sind nur drei kleine, voneinander isolierte, insgesamt etwa 300 m² große Vorkommen zwischen Romanoro/Cerreto und Castellaccio bekannt. Ähnliche schwarze Schiefer (ohne Alberese) beschreibt REUTTER (1966, 1968) aus der Gegend nördlich Sestola-Fanano.

2.2272 Lithologischer Charakter: Die obersten 7 - 10 m der beiden Aufschlüsse 300 m NW (topographischer Punkt 904 m) und 400 m W Castellaccio bestehen aus reinen schwarzen, stark abfärbenden, kalkig-sandigen Schieferen, die zu polygonalen Platten zerfallen und einen muscheligen Bruch haben (Abb. 44).

TAFEL XI

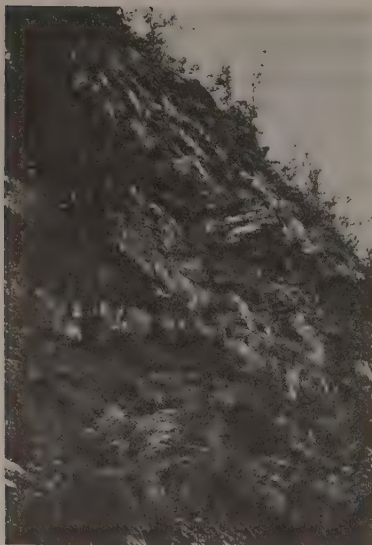


Abb. 43

Frassinoro-Sandstein
(mittlerer, turbidi-
tischer Abschnitt)
NE Rovinato (südlich
des topographischen
Punktes 1221 m).

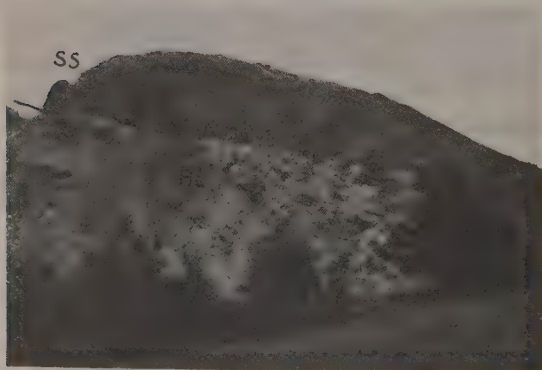


Abb. 44 Schwarze Schiefer (SS) und Alberese (Al)
von Romanoro, ca. einen Kilometer NE
von Romanoro (topographischer Punkt
904 m).

Scharf abgegrenzt von den Schiefern folgt geometrisch darunter in überkippter Position ein dünnbankiger Alberese. Der Kontakt wird durch eine etwa 5 cm mächtige, mehr oder weniger schichtparallele Kalkspatkluft mit Harnischstriemungen gebildet; parallel dazu sind die Schiefer und der Alberese in einer ca. 10 - 20 cm mächtigen Zone stark zerruschelt. Primär wird aber sicher ein normalstratigraphischer Kontakt vorgelegen haben.

Der Alberese besteht aus einer Wechselfolge von gradierten, feinen Kalksandsteinen und Sandsteinen (5 - 15 cm, max. 40 cm mächtige Bänke), groben Kalken (0,3 - 0,4 m, max. 0,7 - 1,8 m mächtig), feinen Kalken (3 - 10 cm), Kalkmergeln (0,5 m) sowie Mergeln und Schiefern (0,5 - 0,8 m).

Während die Schichtfolge W und NW Castellaccio relativ ungestört liegt und nur von einigen kleinen Abschiebungen durchzogen wird, rufen ausgedehnte Boudinage- und Slumping-Erscheinungen in dem Vorkommen südlich S.Scolastica ein chaotisches Sedimentationsbild hervor. Die einzelnen Bänke sind hier zu wirr verfalteten Massen aufgelöst. Typisch sind gerundete Kalkboudins, die von Kalkmergeln und Mergeln "umflossen" werden, ein Abbild der sehr stark gestörten Sedimentationsbedingungen.

.2273 Mikrofazies: Die sandigen Kalke und ein Teil der Kalksandsteine erweisen sich u.d.M. als Bio-Intramikrite; der Rest der Kalksandsteine ist als Bio-Intrasparite bzw. als feldspatische Grauwacken anzusprechen (Schliffe 161/64, 164/64, 312/66, 194/67 und 262/67; auffallend viel idiomorpher Dolomit im Schliff 312/66).

Feldspatische Grauwacken (Schliff 317/66) sind selten und zeigen im Prinzip den gleichen mineralogischen Aufbau wie die Intrasparite, nur mit einem deutlich höheren Gehalt an Feldspat und Gesteinsresten (ausschließlich Mikritreste).

.2274 Mächtigkeit: Die schwarzen Schiefer stehen in einer maximalen Mächtigkeit von ca. 10 m an. Der Alberese erreicht dagegen 5 - 50 m. Südlich S.Scolastica (Prof. 11) steigt die Mächtigkeit sekundär durch eine intensive Kleinfältelung infolge Boudinage- und Slumping-Erscheinungen auf ca. 100 m an.

.2275 Fossilien und Alter: Die sehr kleinwüchsigen Faunen der Schiefer im Liegenden der Abfolge belegen o b e r s t e s A l b
l s u n t e r e s C e n o m a n :

Proben 154/64, 190/67, 191/67 und 195/67 enthalten Radiolarien; Heterohelix-Frühformen; Dorothisia-ähnliche Formen; Verneulinoides aff. Vern. neocomiensis (MYATLIUK); Eoguttulina aff. Eog. anglica CUSHM. & OZAWA; Globigerinelloides cf. bentonensis (MORROW); Hedbergella cf. planispira (TAPPAN), Hedb. cf. washitensis (CARSEY), Hedb. cf. amabilis (LOEBL. & TAPP.) und Hedb. cf. trocoidea (GANDOLFI).

Als deutlich jünger erweist sich der Alberese im Hangenden der Schiefer:

Proben 166/64, 189/67, 265/67, 266/67 und 273/67 mit Radiolarien, primitiven Sandschalern wie Thalmannammina sp., Glomospira sp., pyritisiereten agglutinierenden Röhren (? Bathysiphon sp.), Textularia sp. und Verneulinoides sp.; Eponides sp., Hedbergella sp., ?Globigerinelloides sp. sowie Resten von ?Rugoglobigerinen und zweikieligen Globotruncanen (Probe 265/67) wie Globotruncanen vom lapparenti-Typ und Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU).

Aufgrund der Globotruncanen kann die Fauna nicht älter als Mitteluron sein. Zu dieser Zeit setzt i.a. schon der Cantiere- und Cassio-Alberese ein. Vermutlich vertritt der Alberese von Romanoro faziell die untersten Partien des Cantiere-Alberese, wobei er als besondere lokale und stratigraphische Ausbildung der Buntschiefer in einem kleinen Teilbecken abgelagert wurde.

2.23 Alberese-Komplex

Der Zeitraum (?Turon-) Coniac bis Paläozän ist im emilianischen wie im ligurischen Faziesraum (Kap. 3.33) durch einen mächtigen Kalk-Mergel-Flysch charakterisiert, der allgemein mit dem Faziesbegriff "Alberese" bezeichnet wird.

Die einleitenden Bemerkungen zu den Kapiteln 3.33 und 2.114 - die früheren Bezeichnungen und die verschiedenen Interpretationen der tektonischen Stellung der Alberese-Gesteine betreffend - gelten in gleicher Weise auch für diesen Alberese-Komplex. Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, daß der Komplex von allen italienischen Autoren zur ligurischen Fazies gerechnet wird. Während früher generell keine Unterscheidung zwischen den altersmäßig und lithologisch verschiedenen Alberesetypen gemacht wurde, sind erst in jüngerer Zeit Versuche zu einer allgemeingültigen Gliederung unternommen worden.

Im Untersuchungsgebiet konnten zwei verschiedene Alberesetypen unterschieden werden: eine westliche Fazies,

ter 'Cassio-Alberese vom Typ M. Ferrarino' (von KRAMPE, 1964, 'Kreidealberese vom M. Ferrarino' genannt) und eine östliche Fazies, der Cantiere-Alberese, der in einen kalkigen und einen sandigen Teil gegliedert ist, in einer maximalen Gesamtmächtigkeit von 1000 - 1200 m.

2.231 Cassio-Alberese, Typ M. Ferrarino

Mit dem Namen 'Cassio-Alberese' werden Kalk-Mergel-Flyschs bezeichnet, die in den nördlichen und nordöstlichen Regionen des Nordapennins zwischen Tortona und Serramazzone als einheitlicher Faziestyp weit verbreitet sind. (ZANZUCCHI, 1961 u. 1963; SAMES, 1963). REUTTER (1968) ordnet den Cassio- und den Cantiere-Alberese sowie den dazwischen vermittelnden 'M. Ferrarino-Alberese' drei verschiedenen tektonischen Einheiten zu (Emilianiden II, III u. IV). Nach den hier vorliegenden Ergebnissen gehören im untersuchten Gebiet, sowie weiter im SE (HEYMANN, 1968) alle drei Faziestypen einer einzigen tektonischen Einheit an. Denn einerseits sind die Basisserien dieser drei Typen gleichartig ausgebildet und andererseits geht der Cantiere-Alberese nach W zu kontinuierlich in den M. Ferrarino-Alberese über, der schon deutliche Anklänge an den Cassio-Alberese zeigt und hier als 'Cassio-Alberese, Typ M. Ferrarino' bezeichnet wird. Der 'M. Ferrarino-Alberese' geht seinerseits nach W zu kontinuierlich in den echten 'Cassio-Alberese' über. (LOESCHKE, 1965). Eine ähnliche Faziesdifferenzierung - nur in N-S-Richtung - wird von HEYMANN (1968) im Panaro-Tal beschrieben. Wahrscheinlich vollzieht sich auch nördlich des Untersuchungsgebietes in gleicher Richtung ein Übergang vom echten Cantiere-Alberese in den Cassio-Alberese von Serramazzone ('flysch di Serramazzone' der italienischen Literatur, u.a. MONTANARO-GALLITELLI, 1958). Der CsA keilt also nördlich des Kartierungsgebietes allmählich nach E bzw. NE aus und wird durch den Cantiere-Alberese ersetzt.

GHELARDONI et al. (1966) stellen den Alberese in der Umgebung von Frassineto und Costa de' Grassi zu ihren 'calcari di M. Caio'. Auf der neuen geologischen Karte der Provinz Parma (VENZO et al., 1958/1966; ISTIT. GEOL., GEOMORF., PALEONT. dell'UNIV. di PARMA) werden die Albereseplatten von Frassineto und von Vologno/Maro als 'flysch di M. Caio (flysch ad Elmintoidi Autc.)' (Senon bis unteres Paläozän) und der Alberese von Costa de' Grassi als 'flysch di Solignano (flysch ad Elmintoidi Autc.)' (Senon) beschrieben.

2.2311_Vorkommen: Lediglich die Albereseplatten von Frassinédolo und Costa de'Grassi, die ein Areal von insgesamt etwa 3 km² bedecken, können mit Sicherheit hierzu gerechnet werden. Der Alberese weiter im SE (Tal des T.Lucola; M.Calvario) nimmt eine Zwischenstellung zwischen dem 'Cassio-Alberese, Typ M.Ferrarino' und dem Cantiere-Alberese von Villa Minozzo ein, ohne daß man genau sagen könnte, zu welchem der beiden Faziestypen diese Gesteine gehören. Oft sind für eine solche Entscheidung die Aufschlüsse zu klein. Der Kalk-Mergel-Flysch am M.Calvario tendiert zweifellös mehr zum Cassio-Alberese.

2.2312_Lithologischer Charakter: Der Csa unterscheidet sich vom Cantiere-Alberese durch hellere Farben, größere Bankmächtigkeiten und einen geringeren Anteil an sandigem Material. Farbe und Bankmächtigkeiten sind eher mit denen des ligurischen Orocco-Caio-Alberese vergleichbar. Im Csa treten jedoch die für den Orocco-Daio-Alberese typischen harten Glaukonitkalke und die mächtigen Kalkmergel gegenüber den Schieferen und Mergeln zurück; dagegen ist der Gehalt an Sandsteinen und Kalkareniten im Csa deutlich höher.

Der Alberese besteht aus einer Wechselfolge von hellen, gradierten, selten laminierten, fein- bis mittelkörnigen Kalksandsteinen und ebensolchen feinen, sandigen Mergelkalken, die in helle, feinplattige, weiche, z.T. auch durch höheren Kalkgehalt härtere und dann muschelartig brechende, oft stark siltige, quarz- und glimmerreiche Mergel und Schiefer, selten Kalkmergel übergehen. Hinzu kommen gelegentlich helle, fast weiße, feine Sandsteine und relativ weiche, glaukonitführende, fein- bis mittelkörnige, sandige Kalke. Die Kalksandsteine und Mergelkalke werden im Durchschnitt 1 - 3 m mächtig, die Mergel- und Schieferzwischenlagen 3 - 5 m.

Kalkmergel und Mergel führen die für die Alberesefazies typischen Helminthoideen-Kriechspuren (u.a. Helminthoidea labyrinthica HEER), sowie Chondriten, Fukoiden und Pflanzenhäksel. Die Unterflächen der gradierten Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine sind übersät mit kleinen Weide-, Fraß- und Grabspuren (vorwiegend von Würmern und Schnecken).

Im Gebiet zwischen Ginepreto und Castelnuovo ne'Monti (bei der Ortschaft Carnola) wurde auf der Unterfläche eines sandigen Turbidits eine eigenartige Struktur entdeckt (Abb. 49)

Nach Auskunft von Prof. Dr. A. SEILACHER (Tübingen) geht dieses Gebilde auf eine prä-turbiditische biogene Struktur zurück, die vom Trübstrom erst einmal ausgespült und gleich danach abgegossen wurde. Solche Hohlformen können entstehen, wenn ein mit einer weichen Tapete (z.B. Kotpillen) ausgekleideter und mit Sand verfüllter Gang achträglich erodiert wird.

Die sandigen Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine sind ihren sedimentologischen Internstrukturen zufolge Ablagerungen aus Suspensionsströmen (Turbidite). Nach PAREA (1964 a u. b) ist der Materialtransport in den einzelnen turbiditischen Schichten jeweils in einer anderen Richtung erfolgt. Es dominieren NE-SW- und NW-SE-Richtungen. In der Alberese-Fazies sind diese vektoriellen Änderungen, ebenso wie die von Ort zu Ort wechselnden chronologischen und lithofaziellen Gegebenheiten ein Resultat des sich stetig verändernden Absenkungsrythmus des Sedimentationstrogos in Verbindung mit einer Trogwanderung (d.h. der Wanderung der klastischen Fazies) von intern nach extern (MERLA, 1951). Daraus resultieren Differenzierungen in der Tiefenlage, der Herkunft und der Richtung des Sedimenttransportes.

2313 Mikrofazies: Die Sandsteine erweisen sich u.d.M. als feldspatische Grauwacken, die Kalksandsteine als Intrasparrudite bzw. als Biointramikrite sowie -Intrasparite und die sandigen Kalke als Intramikrite.

Schliff 56/68 (östlich Vologno)

Gestein: feldspatische Grauwacke.

Grundmasse: sparitischer Kalzit (teils durch diagenetische Sammelkristallisation entstanden, teils primär chemischer Basalzement); gelegentlich feiner Gesteinsdetritus.

Mineralbestand: Quarz (vereinzelt undulös auslöschend und kataklatisch); stark bis völlig saussuritisierte Kalifeldspat mit Perthit-Entmischungen, frischer Plagioklas; Muskowit, Biotit (oft stark gebleicht u. chloritisiert); Chlorit; Glaukonit; Kalzit; Zirkon; Apatit; Erz (teils konkretionär; teils in Schlieren).

Gesteinsreste: vereinzelt Hornstein u. Mikrite; ein Diabasrest (?).

Fauna: s. Kap. 2.2315.

Korngröße: im Durchschnitt 0,15 mm, max. 0,25 - 0,4 mm.

Gefüge: Die Glimmer zeigen eine deutliche Einregelung; schlecht sortiert, besser klassiert.

2314 Mächtigkeit: Die Abschätzung der heutigen sekundären Mächtigkeit wird durch eine weiträumige Faltung erschwert.

Im Gebiet von Frassinédolo und Costa de'Grassi stehen mindestens 100 m bis 150 m an. KRAMPE (1964) rechnet in diesem Gebiet mit wenigstens 200 m.

2.2315 Fossilien und Alter: Der Fossilinhalt ist - wie allgemein in einem Alberese zu erwarten - gering. Makrofossilien wurden nicht gefunden (ANELLI, 1935, erwähnt einen Inoceramus aus dem Alberese bei Cervarezza). Mergel-, Kalkmergel- und Schieferzwischenlagen erwiesen sich als fossilleer. Lediglich die Kalksandsteine und Kalkarenite führen stellenweise eine arten- und individuenarme Kreidefauna.

Genauere Bestimmungen aus dem Cassio-Alberese (KRAMPE, 1964; SAMES, 1963; ABBATE & SAGRI, 1967; HEYMANN, 1968) bzw. aus dem 'flysch di Serramazzone' (MONTANARO-GALLITELLI, 1958) haben ein Campan-Maastricht-Alter ergeben. Es ist aber anzunehmen, daß der Csa wie der Cantiere-Alberese (s. Kap. 2315) die Kreide/Tertiär-Grenze überschreitet und bis in das Paläozän reicht.

2.232 Cantiere-Alberese

2.2321 Allgemeine Betrachtungen: Zwischen dem Secchia-Tal nördlich Villa Minozzo und dem Passo di Raticosa (d.h. über eine Länge von ca. 70 km) erstreckt sich eine Flyschserie in Form großer isolierter Platten, die sich von ähnlichen Alberese-Serien durch eine Heteropie zwischen einer sandigen und einer kalkig-mergeligen Fazies grundsätzlich unterscheiden.

Die Bezeichnung "Alberese" erscheint an und für sich irreführend, da es sich nicht um eine reine Kalk-Mergel-Wechselfolge handelt. Die besonders im mittleren und östlichen Verbreitungsgebiet vorherrschenden Sandsteine können den Alberese-Charakter total verwischen. Da im Untersuchungsgebiet jedoch der größte Teil dieser Schichtfolge durch die kalkig-mergelige Fazies repräsentiert wird, ist die Beibehaltung des Faziesbegriffes 'Alberese' gerechtfertigt.

Der Name "Cantiere-Alberese" wurde von REUTTER (1966) eingeführt, um diese Gesteine generell von denen des Cassio- und des Caio-Flysches zu trennen.

Erstmals trennte FAZZINI (1963) die Gesteine im Gebiet des M.Cantiere als "flysch del M.Cantiere" von den Alberese-Serien weiter im SE am M.Penna (= Orocco-Caio-Alberese) ab.

LOSACCO et al. (1963) (2. Ausgabe des Blattes 86 der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA) und LOSACCO (1966) teilen diesen Komplex in die "formazione di Serramazzone" (= kalkig-mergeliger Teil des Cantiere-Alberese) und in die "formazione di Gombola" (= sandiger Teil). Auch von MARCUCCI (1967) wird der kalkig-mergelige Typ als "flysch di Serramazzone" interpretiert. Während NARDI (1964 a u. b) nur einen undifferenzierten "flysch di M.Cantiere" erkennt, unterscheidet er 1965 in seinem "Helminthoideen-Flysch vom M.Rocca und M.Cantiere (oberer Komplex; ? Cassio-Typ)" einen "flysch calcareo marnoso (M.Rocca)" (kalkiger Teil) und einen "flysch arenaceo (M.Cantiere)" (sandiger Teil). Eine ähnliche Trennung wird auch bei BERTOLLI & NARDI (1966) vorgenommen; allerdings beinhaltet hier der "kalkig-mergelige Helminthoideen-Flysch" auch den Orocco-Caio-Alberese.

Diese Übersicht veranschaulicht die auch heute noch in der italienischen Literatur herrschende Unsicherheit hinsichtlich der Einstufung dieser Alberese-Gesteine. Es werden hier Antola-, Caio-, Cassio- und Cantiere-Alberese oft zusammengefaßt oder miteinander verwechselt. Das liegt zum großen Teil an der zu weit gefaßten und oft unklaren Definition der verschiedenen Alberese-Typen.

Im folgenden werden der kalkig-mergelige und der sandige Teil als für die Charakterisierung sehr wesentliche Lithotypen getrennt beschrieben.

2.3211 Kalkig-mergeliger Typ

2.232111_Vorkommen: Die westlichsten Vorkommen liegen zwischen Vologno und Maro, bei Poiano im Tal des T.Lucola und am M.Calvario, hier allerdings schon mit deutlichen Cassio-Anklängen (vgl. Kap. 2.231). Von dort zieht er sich ohne Unterbrechung bis über den E-Rand des Untersuchungsgebietes hinaus. Diese relativ zusammenhängende Platte ist ca. 36.- 37 km² groß. Während im W der gesamte Alberese ausschließlich durch diesen Typ vertreten wird, nimmt nach E zu der sandige Typ immer größere Areale im Profil ein. Die besten Aufschlüsse im Kartierungsgebiet finden sich am M.Calvario und zwischen Toano und dem Dolo-Tal.

Meist bildet die kalkig-mergelige Zone den unteren und oberen Abschnitt, während der mittlere Teil durch die sandige Fazies vertreten wird (Gebiet zwischen dem Dolotal, Toano und Cavola).

Wegen des höheren Gehaltes an inkompetenten Gesteinen bildet der CA im Gegensatz zum Orocco-Caio-Alberese selten Steilhänge, sondern meist eine leicht gewellte Hügellandschaft, die - sofern sie nicht bewaldet ist - für Ackerbau und Viehzucht genutzt wird.

2.232112_Lithologischer Charakter: Die grundsätzlichen Unterschiede zum Cassio-Alberese bestehen in den vorwiegend dunklen Farben des Materials sowie dem häufigen Auftreten von Glimmersandsteinen und splittrigen Kalkmergeln. Hierin ist der CA eher dem Orocco-Caio-Alberese vergleichbar, obwohl dort auch helle Farben vorkommen können.

Die häufigsten, sich monoton wiederholenden lithologischen Sequenzen sind (Abb. 45):

- a) feine dunkle, teils gradierte, teils laminierte Kalksandsteine bzw. grobe, harte, gradierte, sandige Glaukonitkalke - splittrige, harte, hell angewitterte Kalkmergel - sandige, glimmerreiche, feinplattige, blaugraue Mergel und siltige Tonschiefer.
- b) mittelkörnige, gradierte, graubraune Glimmersandsteine - sandige, glimmerreiche, dunkelgraubraune Mergel - feine siltige, plattige, dunkelgraue bis schwarze Schiefer.
- c) laminierte, feinkörnige, glimmerreiche Kalksandsteine (Laminite) - siltige, feinplattige, dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer und ebensolche Mergel.
- d) graubraune, mittel- bis grobkörnige, gradierte Kalkarenite - siltig-sandige, graubraune Mergel.

Dickbankige Partien werden durch 2 - 3 m mächtige Zonen mit Bankmächtigkeiten nicht über 15 cm unterbrochen. Im allgemeinen schwanken die Bankmächtigkeiten zwischen 50 - 100 cm. Lediglich die Kalkmergel und Schiefer können bis zu 5 m mächtig werden, die Glaukonitkalke bis zu 3 m.

Eine Gradierung ist nur bei den Glaukonitkalken deutlich ausgeprägt.

Die Kalksandsteine und Sandsteine zeigen ein Laminationsgefüge (convolute- und cross-lamination im oberen Teil der Bänke) mit winzigen Muskowitschüppchen und Pflanzenhäksel auf den einzelnen Laminæ. Unterflächenstrukturen sind vorwiegend organischer Natur. Flute- und groove-casts deuten in den einzelnen Straten eine unterschiedliche Transportrichtung an. Diese Erscheinung ist typisch für die mächtigen kretazischen Flysche des Nordapennins (PAREA, 1965 a, b).

Infolge des stark variierenden Sandgehaltes (besonders an der Basis der Straten) ergeben sich zwischen den feindetritischen Kalken und den feinen Kalksandsteinen alle Übergänge. Kalkmergel und Mergel führen fast ständig Helminthoideen-Kriechspuren vom Typ Helminthoidea labyrinthica HEER, Chondriten, Fukoiden und Pflanzenhäksel. Ein dichtes Kluftnetz läßt die mächtigeren kompe-

tenten Gesteine zu kleinen Platten oder polyedrischen Bruchstücken zerfallen, während in den kalkigen Mergeln und Kalkmergeln ein muscheliger Bruch überwiegt.

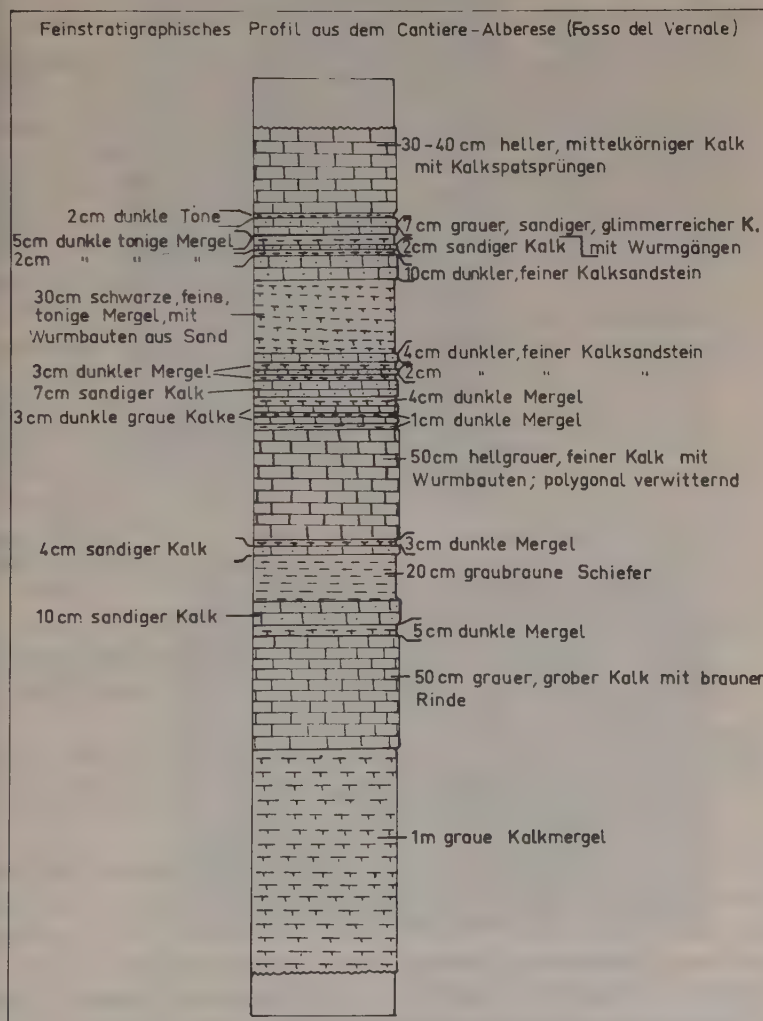


Abb. 45

2.232113_Mikrofazies: Die Kalksandsteine und Sandsteine liegen meist als feldspatische Grauwacken vor mit Übergängen zu lithischen Grauwacken. Es könnte sich z.T. auch um Subarkosen handeln.

Schliffe 376/64, 656/65, 657/65, 659/65, 664/65, 675/65, 299/66, 374/66

Gestein: feldspatische Grauwacke (teilweise mit Übergängen zu einer lithischen Grauwacke); ? Subarkosen z.T. (fein bis mittelkörnige Sandsteine und Kalksandsteine).

Bindemittel: teils kalkig-detritisch, teils stärker chloritisch (659/65, 675/65), teils feiner Gesteinsdetritus; selten tonig-detritisch; in manchen Schliffen (657/65, 664/65, 374/66) herrscht ein grobspätiger (sparitischer) Kalzit vor, wobei nicht mit Sicherheit entschieden werden kann, ob es sich ausschließlich um chemischen Basalzement handelt (in diesem Fall wäre das Gestein als Subarkose zu bezeichnen) oder um sekundär durch diagenetische Sammelkristallisation aus der kalkigen Grundmasse entstandene Matrix.

Mineralbestand: Überwiegend Quarz; viel Feldspat (weniger als 50 % der klastischen Komponente): Plagioklas und Kalifeldspat meist mengenmäßig etwa gleich; überwiegend relativ frisch; Kalifeldspat z.T. mit Perthit-Entmischungen; vereinzelt Mikroklin; wie der Quarz sind die Feldspäte häufig zerschert (verbogene Zwillingslamellen der Plagioklase); reichlich Muskowit, Serizit; Biotit; Chlo (z.T. als Pennin vorliegend; z.T. neugebildet); Kalzit (teils klastisch, teils neugebildet), neugebildeter Dolomit; Erz (Hämatit, Pyrit, Limonit; z.T. konkretionäre Bitumen; an Akzessorien sind zu nennen: Glaukonit, Apatit, Zirkon, Rutil (im Quarz u. Biotit), ? Epidot, Granat (299/66, 656/65)).

Gesteinsreste: dunkle feine Mikrite u. Biomikrite, Hornsteine, Kieselkalke, Intramikrite, Algitknollen, Quarz, Diabas, Serpentin; Schriftgranit; Gneis; ? tuffige Gesteine (dunkle, nicht auflösbare, isotrope Grundmasse mit viel Erz).

Fauna: s. Kap. 2.2425

Korngröße: max. 0,25 - 0,8 mm; im Durchschnitt 0,08 - 0,2 mm; Gefüge: teils richtungslos körnig, teils Einregelung der länglichen Gemengteile (Glimmer, Erzschiefer); meist schlecht sortiert u. klassiert.

Die sehr feinkörnigen laminierten Kalksandsteine sowie die fein bis mittelkörnigen, detritischen Kalke sind als Biointramikrite bzw. als Biointraspärte anzusprechen und haben im Prinzip den gleichen Mineralbestand wie die Grauwacken, nur daß die Grundmasse das klastische Material überwiegt, Gesteinsreste praktisch nicht mehr vorkommen und fast stets ein Laminationsgefüge vorliegt (Schliffe 474/64, 485/64, 653/65, 658/65, 660/65 u. 295/66). Auffallend ist hierbei der hohe Gehalt an allothigenem Glaukonit und neugebildetem Dolomit.

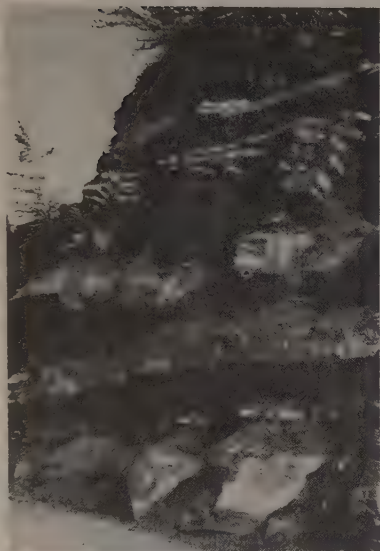


Abb. 46

Sandiger Teil des
Cantiere-Alberese
östlich Gusciola an
der Straße nach
Montefiorino (östlich
des Kartierungsgebietes).

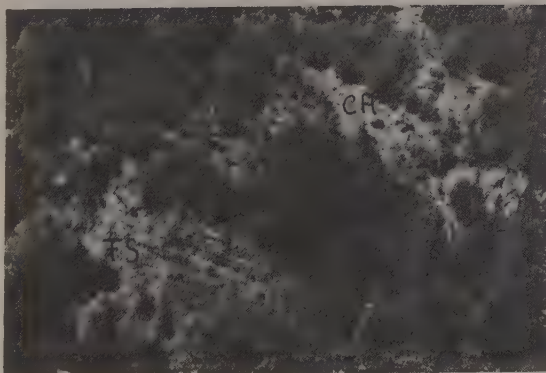


Abb. 47

Stratigraphischer Kontakt zwischen normal-
liegendem Frassinoro-Sandstein (FS) und
normalliegendem Cantiere-Alberese (kalkiger
Teil; CA) am Fosso della Costa ca. 400 m
SW Monzone.

2.232114_Mächtigkeit: Im westlichen Verbreitungsgebiet, etwa zwischen Quara und Villa Minozzo, wo der Cantiere-Alberese ausschließlich durch die kalkig-mergelige Fazies vertreten wird, beträgt die Mächtigkeit zwischen 400 m und 700 m. Noch weiter nach W (M.Calvario) sinkt sie auf 250 m. Im Gebiet zwischen Quara und Toano sowie bei Frassinoro wurden sowohl für den kalkigen Teil im Liegenden als auch für den im Hangenden ca. 200 m ermittelt.

2.232115_Fossilien_und_Alter: Der Fossilinhalt ist i.a. nicht ganz so dürftig wie im Orocco-Caio- und im Cassio-Alberese. Verschiedentlich wurden Makrofossilien, vor allem Inoceramen beschrieben. Ein Bruchstück eines Inoceramus in Schalerhaltung vom Typ *Inoceramus cripsii* (MANTELL) (er ist typisch für das Cenoman) wurde ca. 500 m östlich Ca'del Re an der Straße nach Toano gefunden (Abb. 48).

Die Faunen in den Dünnschliffen belegen allgemein nur ein Oberkreide - Alter (? Turon - Maastricht). Dagegen zeigen die seltenen Faunen aus Mergeln und Kalkmergeln im Hangenden des Alberese ein Paläozän - Alter an:

Probe 118/65 (ca. 1,3 km NW Toano) führt neben umgelagerten Kreideformen vor allem Faunenelemente des unteren Paläozän: *Guembelina* sp., *Chiloguembelina* cf. *morsei* (KLINE), *Globigerina spiralis* BOLLI, *Globigerina bulloides* d'ORBIGNY, *Globorotalia uncinata* BOLLI, *Globorotalia inconstans* SUBBOTINA, *Globorotalia compressa* (PLUMMER) und *Globorotalia ehrenbergi* BOLLI (sie geht aus der *Globorotalia compressa* hervor). Nach der Biozonengliederung von BOLLI (1966) gehört diese Fauna in den obersten Bereich der *Globorotalia uncinata*/*Globigerina spiralis*-Zone.

2.23212 Sandiger Typ

2.232121_Vorkommen: Diese Serie bedeckt ein Gebiet von insgesamt 8 - 9 km² und ist in Form kleiner, isolierter Platten zwischen Monzone und Fazzagno (dem westlichsten Vorkommen dieser Fazies überhaupt), bei Toano, sowie westlich und südlich Frassinoro aufgeschlossen. Vom Dolotal nördlich Farneta zieht sie sich als mächtige geschlossene Platte über den E-Rand des Kartierungsgebietes hinaus, über Montefiorino bis zum M.Cantiere, nach S bis Serradimigni und Madonna del Calvario reichend.

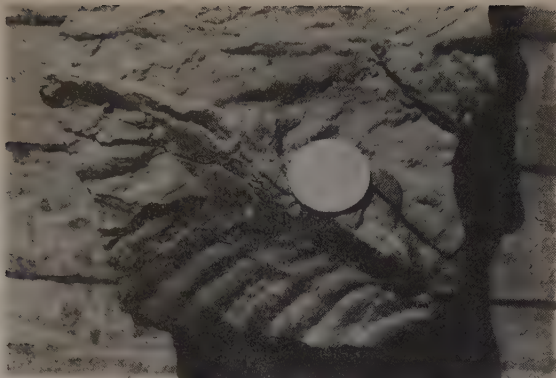


Abb. 48 Inoceramus-Bruchstück (Schalerhaltung)
im sandigen Teil des Cantiere-Alberese,
ca. 1,6 km westlich Toano an der Straße
nach Quara.



Abb. 49 Präturbiditische biogene Struktur auf
der Unterfläche eines sandigen Turbidits
aus dem Cassio-Alberese, Typ M.Ferrarino,
NW Ginepreto; Originalgröße.



Abb. 50

Massiger, schlecht geschichteter Ranzano-Sandstein (liegender Teil) im Secchiello-Tal östlich Villa Minozzo.



Abb. 51

Ungradierte, schlecht sortierte und klassierte, massige, dickbankige Konglomerate im Liegenden des Ranzano-Sandsteins im Secchiello-Tal ca. 1,2 km ESE Villa Minozzo.

232122_Lithologischer Charakter: Das Sedimentationsbild wird beherrscht von bis zu 2 m mächtigen Grauwacken, die aus der normalen Lithofazies eines Alberese völlig herausfallen. Der Kalkanteil der gewöhnlichen Alberesefazies wird hier weitgehend durch sandiges Material ersetzt. Der Begriff 'Alberese' trifft daher für diesen Teil der Flyschfolge nicht zu. Infolgedessen wurde die Schichtfolge früher gelegentlich als "macigno" bezeichnet, der mit den in der Nähe auftretenden Molassegesteinen zusammenge-
worfen.

Die Sandsteine weisen alle sedimentologischen Internstrukturen eines *Turbidit*s auf (geopetales Gefüge, anorganische und organische Unterflächenstrukturen). Sie sind i.a. sehr dunkel angewittert und zeigen im frischen Bruch eine hellere graubraune bis blaugraue Farbe. Typisch ist der hohe Glimmergehalt. Gradierung, Zementierung der Sandsteine sowie die Art und die Häufigkeit der Unterflächenstrukturen variieren von Aufschluß zu Aufschluß.

Nördlich Farneta am Dolo und bei Gusciola (Abb. 46) sind die Sandsteine relativ kalkig, hart, d.h. wesentlich besser zementiert als die weichen Sandsteine von Toano. Zum Hangenden einer Bank hin nimmt die Zementation infolge sinkenden Kalkgehaltes kontinuierlich ab. Unterflächenstrukturen (besonders load-, groove- und flute-casts neben organischen Spuren) und Gradierung sind hier deutlicher ausgeprägt als bei Toano. Die einzelnen Bänke erscheinen scharf gegeneinander abgesetzt. Es treten fast alle Intervalle des turbiditischen Sedimentationszyklus auf. Besonders deutlich ist hier das untere parallel geschichtete Intervall, das folgende Intervall mit leicht gewellter Feinschichtung, das Schrägschichtungs- ('cross lamination') und das Verfältelungsintervall ('convolute lamination'). Die Mergelzwischenlagen werden kaum mächtiger als 20 cm.

Das Einmessen der Strömungsmarken ergab einen Materialtransport von NW her (160°). PAREA (1965 a u. b) weist auf eine in den sandigen Straten bevorzugt aus S bis SE in den kalkigen Bänken bevorzugt aus N bis NW kommende Strömung in den oberkretazischen Flyschen des Nordapennin hin.

Im Gegensatz zum kalkig-mergeligen Teil, der stark gefaltet ist, wird der sandige Teil nur von einer Bruchtektonik beherrscht.

2.232123_Mikrofazies: Die Sandsteine sind durchweg als *f e l d-*
s p a t i s c h e G r a u w a c k e anzusprechen (Schliffe
648/65, 649/65, 650/65, 293/66 u. 1/68) (vgl. hierzu Kap.2.232113)

2.232124_Mächtigkeit: Während zwischen Monzone und Pazzagno kaum
mehr als 200 m anstehen dürften, erreichen die Sandsteine im
Dolotal nördlich Farneta 250 - 300 m und bei Toano und am
M.Montallaro bei Serradimigni 450 - 500 m.

2.232125_Fossilien und Alter: Eine Schlämmprobe aus sandigen
Zwischenlagen nördlich Farneta lieferte eine Fauna des *u n t e-*
r e n b i s m i t t l e r e n C a m p a n (etwa der Globotruncan
stuarti-Zone der Biozonengliederung von BOLLI, 1966, entsprechend

Probe 176/65 mit Ostrakoden, Radiolarien, *Ticinella cf.*
roberti (GANDOLFI) (umgelagert), *Rotalipora turonica*
BROTZEN (umgelagert), ? *Planorbulina sp.*, *Heterohelix sp.*,
Rugoglobigerinen und vor allem Globotruncanen: *Globotruncana*
cf. stuarti stuarti (DE LAPPARENT), *Globotr. cf. elevata*
stuartiformis (DALBIEZ), *Globotr. lapparenti* *BROTZEN* *bulloid*
VOGLER, *Globotr. rosetta* (CARSEY), *Globotr. cf. ventricosa*
(WHITE), *Globotr. conica* WHITE und *Globotr. (Marginotruncata*
globigerinoides *BROTZEN*.

Damit kann für den *g e s a m t e n C a n t i e r e - A l b e r e s e* eine siche-
re stratigraphische Reichweite vom *C a m p a n* bis zum *u n t e-*
r e n P a l ä o z ä n angegeben werden (Abb. 64). Da die lie-
gendsten Partien hierbei noch nicht erfaßt sind und außerdem
eine stratigraphische Kontinuität mit den Buntschiefern (Cenoman
- Turon) im Liegenden angenommen werden kann, sind wahrschein-
lich noch das Santon und das Coniac, eventuell sogar noch Teile
des oberen Turon vertreten.

2.24 Molasse-Komplex

Diskordant über dem gefalteten Alberesekomplex folgt ein sehr
heterogener Schichtverband, der sedimentologisch zwischen einem
Flysch und einer Molasse steht und eine maximale Gesamtmächtig-
keit von 1500 m erreicht. Der diskordante Kontakt kommt in der
Lagerung auf normalen und überkippten Schichten des Cassio- und
Cantiere-Alberese einerseits sowie auf Alberese und Cantiere-
Basisargille andererseits zum Ausdruck.

Diese Gesteine gehören dem *I n n e r a p e n n i n e n*
T o n g r i a n o an (IBBEKEN & REUTTER, 1967; REUTTER, 1968).
SACCO (1892), STAUB (1932) und BEHRMANN (1936) bezeichneten die-
sen Teil als "Miozänbecken von Castelnuovo ne'Monti", das ihrer

Meinung nach einen lagunären Einbruch des padanischen Molasse-
meeres in das fertige und aufsteigende Gebirge darstellen sollte.
FAZZINI & TACOLI (1963), FAZZINI & GELMINI (1966) und LOSACCO
(1966) nennen das Molassebecken von Castelnuovo ne' Monti "sinclinal-
ale di Vetto/Carpinetti".

Nach IBBEKEN & REUTTER (1967) und REUTTER (1968) überlagert
das "Innerapennine Tongriano" diskordant nur den M.Ferrarino-
Alberese (von REUTTER, 1968, auch "Tongriano-Basisalberese"
genannt und der tektonischen Einheit der Emilianiden III -
"Einheit des Innerapenninen Tongriano" - zugeordnet) sowie
den Cassio-Alberese (nach REUTTER, 1968, den Emilianiden IV
- "Cassio-Einheit" - zugehörig). Das Tongriano auf dem
Alberese bei Villa Minozzo wird von REUTTER (1968) als Teil
der Emilianiden III angesehen. Der Kontakt zwischen dieser
Abfolge und dem Alberese von Quara/Toano (Cantiere-Alberese)
samt auflagerndem Tongriano ist nach REUTTER (1968) tektoni-
scher Natur. Er soll in Form einer 20 km langen SW-NE strei-
chenden Störung beide Komplexe voneinander trennen.
Im Kap. 2.23 wurde jedoch schon darauf hingewiesen, daß zwi-
schen dem Alberese von Quara/Toano und dem von Villa Minozzo
keine, für eine Zuordnung zu verschiedenen tektonischen Ein-
heiten ausreichenden lithologischen Unterschiede bestehen,
sondern daß beide Alberese l ü c k e n l o s ineinander
übergehen. Auch der Molasse-Komplex darüber überdeckt
lückenlos und ungestört sowohl den Alberese von Toano als
auch den von Villa Minozzo. Weiter im E wird der Cantiere-
Alberese diskordant von einem weiteren Molasse-Komplex
überlagert ("Serie von Loiano"), der in seinem Alter, sei-
ner tektonischen Stellung und der damit verknüpften Proble-
matik dem Tongriano entspricht, jedoch deutliche lithologi-
sche Unterschiede dazu aufweist. Diese Tatsache war ein ent-
scheidendes Argument für IBBEKEN & REUTTER (1967) und
REUTTER (1968), den Cantiere-Alberese mit der Loiano-Molasse
einerseits und den Cassio- und den M.Ferrarino-Alberese mit
der Tongriano-Molasse andererseits in jeweils verschiedene
tektonische Einheiten unterzubringen. Nach den hier vorlie-
genden Ergebnissen (vgl. Kap. 2.231 u. 2.232) lassen die
engen stratigraphischen Beziehungen zwischen Cassio-,
M.Ferrarino- und Cantiere-Alberese eine derartige Gliede-
rung jedoch als wenig wahrscheinlich erscheinen. Da Fazies-
differenzierungen im Alberese-Komplex in NW-SE- und in N-S-
Richtung erwiesen sind, können ähnliche Differenzierungen
auch im überlagernden Molasse-Komplex erwartet werden.
Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß bei Viano (Prov.
Modena) ein lückenloser Übergang von (Cassio-) Alberese in
Molasse-Serien vorliegt, was für die Existenz einer "Cassio-
Einheit" (Emilianiden III nach REUTTER, 1968) in diesem Raum
spricht.

Is besonders ungewöhnliches Phänomen ist die Tatsache zu erwäh-
nen, daß die Molasse-Gesteine mit ihrer Basis älter (Mittel-
ozän), mit ihrem Hangenden jedoch jünger (Burdigal - Helvet)
ind als die hangendsten Teile des parautochthonen Untergrundes
Sestola-Vidiciatico-Serie), auf dem sie zusammen mit dem Basis-

und Alberese-Komplex als Teil der Cantiere-Mongidoro- & Cassio-Einheit liegen ("Tongriano-Problem") (IBBEKEN & REUTTER, 1967). Während hier im Molassebecken von Castelnuovo ne'Monti die Sedimentation im Burdigal/Helvet endet, geht sie weiter im E (Provinz Bologna) ohne Unterbrechung in die neoautochthonen pliozänen bis quartären Ablagerungen der Po-Ebene über. Diese zeitliche Diskrepanz könnte man mit einer Umlagerung sämtlicher Faunen in der Molasse erklären, d.h. die Schichtfolge wäre wesentlich jünger, als es die Faunen anzeigen. Dem widerspricht aber der ausgezeichnete Erhaltungszustand der Faunen sowie deren lückenlose zeitliche Aufeinanderfolge. Die liegenden älteren Teile der Molasse müssen vielmehr als allochthon, die hangenden jüngeren Partien dagegen als neoautochthon angesehen werden.

MERLA (1951), der dieses Problem näher untersuchte ("Loiano-Effekt") nahm eine ligurische Gleitdecke mit auflagerndem Tongriano an, die sich aus dem Raum der heutigen Tyrrhenis (Tongriano = SW-Randfazies des Macigno !) über die toskanischen Serien hinweg nach NE bewegte, wobei keine wesentliche Sedimentationsunterbrechung erfolgte. Nach dem Ende der Gleitbewegung sei die Sedimentation bis in das Pleistozän der Po-Ebene weitergegangen. Da zwischen diesem hypothetischen Herkunfts- und dem heutigen Verbreitungsgebiet der Molasse keine Deckenreste mit Molasse bekannt sind - obwohl sie bei einem solchen Bewegungsmechanismus zu erwarten wären und auch die mechanischen Probleme hierbei kaum befriedigend gelöst werden können, bietet sich als beste Lösung die Zuordnung der Molasse zu einer nördlich des Toskanikum beheimateten emilianischen Einheit an (Cantiere-Mongidoro- & Cassio-Einheit). Damit wären vor allem die weiträumigen Überschiebungen umgangen. Die Flyschserien dieser Einheit sind in den westlichen Teilen als allochthon (randliche Überschiebung auf die Modino-Cervarola-Einheit) in ihren nordöstlichen Verbreitungsgebieten aber mindestens als parautochthon zu betrachten. Bei diesen geringen randlichen Überschiebungen kann ohne weiteres eine kontinuierliche Sedimentation auf der sich nach W bis SW bewegenden Gleitdecke angenommen werden.

Im untersuchten Gebiet werden innerhalb des Molasse-Komplexes vier verschiedene, regional weit verbreitete lithologische Einheiten unterschieden:

- 4) Bismantova-Sandstein (Burdigal - Helvet); teils flysch-, teils molasse-artig; z.T. in neritischer Fazies (flaches Wasser).
- 3) Antognola-Mergel (O.-Oligozän - U.-Miozän); flysch-artig (tieferes Wasser).
- 2) Ranzano-Sandstein (O.-Eozän - U.-Miozän); teils flysch-artig, teils mit Molasse-Charakter (flaches Wasser).
- 1) Piano-Mergel (M.- bis O.-Eozän); pelagische Sedimentation mit teilweisem Flysch-Charakter (tieferes Wasser).

Hierin wird der von THIEME (1961) und PIERI (1961) für die Molasse-Sedimente im Gebiet vom M.Fuso bis Ranzano vorgeschlagenen Gliederung gefolgt.

2.241 Piano-Mergel (PiM)

Der Name "marne di M.Piano" wurde 1961 von PIERI eingeführt. Analoge Bildungen an der Basis der Loiano-Molasse werden als "argille di Rio Giordano" (SERPAGLI, 1962) oder als "Valpiana-Mergel" bezeichnet (v.STRUENSEE, 1967; HEYMANN, 1968).

2.2411 Vorkommen: Nur stellenweise tauchen die Mergel in kleinen, maximal $0,5 \text{ km}^2$ großen Vorkommen unter dem Ranzano-Sandstein hervor, insgesamt ein Areal von $1,5 \text{ km}^2$ Größe bedeckend. Es ist anzunehmen, daß sie sich nur in lokalen Depressionen des gefalteten Unterbaus abgelagert haben.

Die pelagische Fazies ohne grobe Materialzufuhr spricht nicht für einen Transgressionskontakt, worauf schon LOESCHKE (1965) hinwies.

2.2412 Lithologischer Charakter: Es werden zwei Lithotypen unterschieden:

- 1) reine, weinrote, blaugraue und blaugrüne, ungeschichtete Schiefertone mit wechselndem Kalk- ($20 - 30 \% \text{ CaCO}_3$), Silt- und Feinsandgehalt. Sie deuten auf ein tiefes, ruhiges sauerstoffreiches Meer hin.
- 2) bräunlichgrüne bis blaugraue, feinsandige, stark kalkige, (über $50 \% \text{ CaCO}_3$), relativ gut geschichtete, fossilreiche Mergel, die offenbar ein oberes Niveau bilden. Darin eingeschaltet finden sich als Vorläufer des Ranzano-Sandsteins turbiditische Straten (bräunlichgraue, gradierte, fein- bis mittelkörnige Kalksandsteine, Sandsteine und Kalkarenite mit Unterflächenstrukturen). Diese Verhältnisse erinnern etwas an die Rovaggio-Mergel (Übergangsbereich Scaglia rossa - Macigno) bzw. an die Marmoreto-Mergel (Übergangszone zwischen Fiumalbo-Schiefer und Modino-Sandstein).

Der Übergang zum Ranzano-Sandstein ist im Untersuchungsgebiet nicht abgeschlossen. Von anderen Stellen werden teils abrupte (PIERI, 1961), teils allmähliche Übergänge mit Winkeldiskordanzen beschrieben (GHELARDONI et al. 1966).

2.2413 Mikrofazies: Die Kalksandsteine und Sandsteine sind Übergangsglieder zwischen feldspatischen und lithischen Grauwacken (Schliffe 104/65, 105/65 u. 134/65).

Seltener sind organogene Kalkarenite (Bio-Intrsparite; Schliff 103/65), die hauptsächlich aus kalzitischem Basalzement mit wenig

klastischem Material bestehen (Quarz, Kalifeldspäte, Plagioklas, Muskowit, Chlorit, Erz, Reste feiner pelagischer, kieseliger Kalke).

2.2414 Mächtigkeit: Aus den Profilen 8 und 9 kann eine maximale Mächtigkeit von 100 - 120 m ermittelt werden. Sonst sind es nur 25 - 30 m.

2.2415 Fossilien und Alter: Die Schiefertone und Mergel sind äußerst fossilreich. Während die roten und blaugrünen Tone zeitlich nicht genau einzuordnende, überwiegend sandschalige Faunen liefern, können aus den kalkigen, grünlichen Mergeln artenreiche, individuenarme Foraminiferen-Faunen mit vorwiegend benthonischen Formen isoliert werden. Der ausgezeichnete Erhaltungszustand der Formen (Hantkeninen mit Stacheln!) spricht gegen eine Faunenumlagerung.

Proben 101/65, 106/65, 132/65 u. 133/65 führen überwiegend benthonische Formen, auf deren Beschreibung hier verzichtet wird, da sie für eine zeitliche Einordnung unbrauchbar sind. Die planktonischen Formen sind vertreten durch: *Globigerina yeguaensis* WEINZ. & APPL., *Globig. yeguaensis pseudovenezuelana* BLOW & BANNER, *Globig. praebulloides occlusa* BLOW & BANNER, *Globig. linaperta* FINLAY, *Globig. cf. boweri* BOLLI, *Globig. cf. senni* (BECKMANN), *Globig. cf. soldadoensis* BRONNIM., *Globig. cf. turritilina praeturritilina* BLOW & BANNER, *Globig. turritilina turritilina* BLOW & BANNER, *Globigerinita echinata* BOLLI, *Globigerinita cf. dissimilis* (CUSHM. & BERM.), *Globig. ita cf. martini scandretti* BLOW & BANNER, *Globigerinita sp.*, *Globorotaloides suteri* BOLLI (?), *Globorotalia (Truncorotalia) bullbrookii* BOLLI, *Globor. (Trunc.) spinulosa* CUSHM., *Globor. (Trunc.) cf. lehneri* CUSHM. & JARV., *?Globor. (Trunc.) cf. aragonensis* NUTT., *Globor. (Trunc.) cf. topilensis* CUSHM., *Globor. (Turborotalia) cf. bolivariana* (PETERS), *Globigerapsis index* (FINLAY), *Globigerapsis cf. tropicalis* BLOW & BANNER, *Globigerapsis cf. kugleri* BOLLI, LOEBL. & TAPP., *Globigerapsis sp.*, *Hantkenina aragonensis* NUTT., *Hantk. alabamensis* CUSHM., *Hantk. cf. longispina* CUSHM.

Am ehesten kommen hierfür die *Globigerapsis kugleri*- bis *Porticulasphaera mexicana*-Zone (Gliederung nach BOLLI, 1966; Abb. 64) in Betracht (m i t t l e r e s b i s h ö h e r e s M i t t e l e o z ä n; "Biarritzien"). Einige Faunenelemente, wie die sehr hoch trochospirale *Globigerina turritilina praeturritilina* und *Globigerina turritilina turritilina* sowie die *Globigerinita martini scandretti*, weisen auf höhere Zonen hin (O.-Eozän; Zonen P.14 - P.17 nach der Gliederung von BLOW, 1967; Abb. 63). Somit ergibt sich für die PiM eine stratigraphische Gesamtreichweite vom Mittel- bis zum Obereozän.

2422 Ranzano-Sandstein (RaS)

Der Name "arenarie di Ranzano" wurde von PIERI (1961) und THIEME (1961) in die Literatur eingeführt. Von SACCO (1891/92; von ELLI 1922/23 u. 1931 überarbeitet) wurde dieser Sandstein-Komplex auf den Blättern 85 (Castelnuovo ne' Monti) und 86 (Modena) der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA als oligozäne "marne, arenarie e conglomerati con piccole nummuliti (tongriano)" bezeichnet. LOSACCO et al. (1963) (2. Ausgabe des Blattes 86) und SACCO (1966) unterteilen den Sandstein in "arenarie di Ranzano (bR)" (= dickbankiger, grober, molasseartiger, unterer Teil des RaS) und "formazione di Antognola I (moA)" (= dünnbankiger, flysch-artiger, oberer Teil des RaS). Analoge Molasse-Bildungen werden weiter im E (Prov. Bologna) mit dem Namen "Loiano-Sandstein" bezeichnet.

2421_Vorkommen: Als geschlossene, ca. 34 km² große Platte erstreckt sich der RaS etwa von der Linie Toano/Vogno/Villa Minozzo bis w. Gatta/Ginepreto an nach N bis über das Kartierungsgebiet hinaus.

2422_Lithologischer Charakter: GHELARDONI et al. (1966) trennen die sandig-tonige von einer konglomeratischen Fazies ab. Im Untersuchungsgebiet lassen sich drei verschiedene Lithotypen unterscheiden:

- 1) bis zu 5 m mächtige massige, ungeschichtete, grobkörnige bis konglomeratische, grünliche (wichtiger Unterschied zum Loiano-Sandstein!), mürbe, leicht absandende, d.h. schlecht zementierte Psammite und Psephite mit kugelligen Verwitterungsformen. Die Korngröße variiert sehr stark in vertikaler und horizontaler Richtung, was auf eine schnelle und unregelmäßige Schüttung hindeutet (Molasse-Charakter). Die mächtigen Bänke grenzen ohne Zwischenmittel direkt aneinander oder sind nur durch dünne Tonhäute getrennt bzw. durch weichere, feinkörnigere Partien verbunden. Die weniger mächtigen Bänke gehen in dünne, dunkle, sandige, z.T. glimmerreiche, weiche Mergel über.
- 2) bis zu 10m mächtige Konglomerathorizonte (Abb. 51), die besonders häufig an der Basis des RaS auftreten. Generell nimmt die Geröllgröße (max. 15 cm) zum Hangenden hin ab. Die Zementation der Konglomerate ist gering, die einzelnen Gerölle lassen sich leicht herauslösen. Die Verteilung der Gerölle ist unregelmäßig. An manchen Stellen liegen sie dicht gepackt, an anderen Stellen sind sie weit verstreut in einer feinkörnigen, weichen, serpentinitreichen, sandig-mergeligen, grünlichen Matrix. Die aus 200 Geröllen repräsentativ ermittelte Geröllgemeinschaft besteht aus (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit)

Kalke (z.T. mit Kreidefaunen) und Kieselkalke, Serpentin, Quarz (z.T. mit Pyrit), Radiolarit, saure bis intermediäre Magmatite (Aplit- und Alkalikalkgranite, Granodiorite; z.T. tektonisch stark durchbewegt, brekziös bis mylonitisiert), feine Kalksandsteine (z.T. mit Eozänfaunen), saure Vulkanite (oft stark brekziös), Brekzien aus Quarz, Radiolarit, Kalk, Serpentin, Granit und sauren Vulkaniten, weiterhin Sandsteine, helle Quarzite (z.T. mit Pyrit), Glimmerschiefer, Mergel und Tonschiefer.

Die Verteilung der Konglomerate ist sehr diskontinuierlich. Dem Geländebefund nach treten sie nur im Liegenden des RaS auf. Dort, wo sie fehlen, liegen die massigen, mächtigen Sandsteine vom ersten Typ direkt auf den Piano-Mergeln bzw. auf dem Alberese.

- 3) Der dritte und am weitesten verbreitete Lithotyp wird durch eine dünnbankige Wechsellagerung von Flyschsandsteinen und sandigen, glimmerreichen, plattigen Mergeln und Schiefern repräsentiert (Abb. 52). Die maximale Mächtigkeit der bräunlichen bis grünlichen, meist mürben (d.h. schlecht zementierten) Sandsteine schwankt zwischen 0,5 m und 1,5 m, im Durchschnitt werden sie nur 10 - 30 cm mächtig. Die Mergel-Interstraten erreichen maximal 0,5 - 1,0 m. Zum Hangenden hin nimmt die Zahl und die Mächtigkeit der Mergel-Interstraten kontinuierlich zu, die der Sandstein-Straten dagegen ab, so daß ein allmählicher Übergang in die Antognola-Mergel erfolgt.

Hinweise auf die unregelmäßige Materialzufuhr und die relativ unruhigen Ablagerungsbedingungen geben die auf sehr kurzer Entfernung häufigen horizontalen und vertikalen Mächtigkeitsschwankungen der Bänke. Die Ursache dafür liegt in einem ausgeprägten Relief des Untergrundes sowie in lokalen mächtigen Schuttlieferanten begründet. Die von anderen Stellen beschriebenen Olisthostrom im Hangenden des RaS mit Material der Piano-Mergel und der Basispartien des Sandsteins sind ebenfalls ein Indiz für unruhige Sedimentationsverhältnisse (IBBEKEN, 1968).

Durch S l u m p i n g -Erscheinungen hervorgerufene Kleinfalten (M.Vignola, nördlich Lusignana, östlich Velucciana, M.Argento, M.Castellaro, östlich Ginepreto) lockern die sonst normale Lagerung des Sandsteins etwas auf, sieht man von Störungen und kleinen Wellungen ab.

Die Mergelzwischenlagen des dünnbankigen RaS bei Ginepreto zeigen ein seltenes sedimentologisches Phänomen: steilstehende, bis zu 5 cm dicke "Sandsteingänge". Sie erweisen sich als Klüfte, die mit einem feinen, bräunlichen, sandigen Material verfüllt sind. Es handelt sich offenbar um "Schrumpfrisse" oder "Injektionsrisse" (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) der ursprünglichen Tonschicht, die mit sandigem Material von oben oder von unten verfüllt wurden.

.2423_Mikrofazies: Die dickbankigen, groben bis feinkonglomeratischen Psammite und Psephite an der Basis des Komplexes sind als lithische, seltener als feldspatische Grauwacken anzusprechen.

Schliffe 673/65, 674a, b/65 (ca. 400 m S Razzolo an der Straße nach Villa Minozzo)

Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus; wenig kalkig-detritisch; oft stark chloritisch.

Mineralbestand: Quarz; rel. viel Feldspat: vorwiegend Kalifeldspat (stark bis völlig saussuritisiert; z.T. stark zerschert; vereinzelt mit Perthit-Entmischungen; etwas Mikroklin), weniger Plagioklas (meist frisch); viel Muskowit, Serizit, Biotit; Chlorit (z.T. neugebildet; stellenweise zu Pennin umgewandelt oder durch Karbonat verdrängt; überwiegt im Schliff 674a/65); Kalzit (meist neugebildet); Erz; Apatit; Zirkon; Rutil.

Gesteinsreste: Mikrite u. Biomikrite; Kieselschiefer, Serizitschiefer, ? Phyllite; Diabase, Serpentinite.

Korngröße: max. 1,2 - 1,5 mm (im Schliff 673/65 nur 0,45 mm), im Durchschnitt 0,2 - 0,3 mm (im Schliff 673/65 0,15 mm).

Gefüge: richtungslos körnig, unsortiert u. unklassiert; im Schliff 673/65 sind die Glimmer leicht eingeregelt, die Klassierung ist rel. gut, die Sortierung schlechter.

Die feinkörnigeren, dünnbankigen Sandsteine und Kalksandsteine können als "ophiolithische Sandsteine" bezeichnet werden (lithische Grauwacken). Sie zeigen einen ähnlichen Aufbau im Mikrobereich wie die oben beschriebenen Gesteine. Allerdings nimmt hier die stark chloritische, detritische Matrix gegenüber dem lastischen Material deutlich zu.

.2424_Mächtigkeit: Sie kann mit maximal 800 - 1000 m angegeben werden (zwischen dem T.Prampola und dem M.Castellaro; Prof. 8 u.). Sonst sind es nur 500 - 600 m (westlich Cavola).

.2425_Fossilien und Alter: Das Alter der Basis des RaS wird durch die Proben 68/65 und 676/65 belegt, deren Faunen Obereozän bis Unterozän anzeigen:

Die Fauna besteht zum größten Teil aus benthonischen Foraminiferen. Gelegentlich treten Ostrakoden und Selachierzähne auf. Die planktonischen Formen werden vertreten durch: Globigerapsis cf. index (FINLAY), Globigerina linaperta FINLAY, Globigerina yeguaensis pseudovenezuelana BLOW & BANNER, Globig. yeguaensis yeguaensis WEINZIERL & APPLIN, Globigerina cf. senni (BECKMANN), Globig. turritilina praeturritilina BLOW & BANNER, Globig. tripartita tripartita KOCH, Globigerina ("Porticulasphaera") cf. mexicana (CUSHM.), Globigerinita cf. dissimilis (CUSHM. & BERM.), Globorotalia (Turborotalia) cf. centralis CUSHM. & BERM.

Diese Faunengemeinschaft gehört nach der Zonengliederung von BLOW (1967) (Abb. 63) in den Bereich der Zonen P.14/P.15 - P.15/P.17 (Grenze Mittel-/Obereozän bis Obereozän). Möglicherweise wird noch das U.-Oligozän erreicht (ab Zone P.18).

Faunen aus dem hangenden, dünnbankigen Teil des RaS gehören dagegen in den Grenzbereich Oligozän-Miozän:

Proben 304/67, 305/67, 329/67, 330/67 u. 331/67 (Probe 305/67 enthält zwei Faunenelemente: eine sehr gut erhaltene, autochthone und eine stark korrodierte, deformierte, umgelagerte Komponente): Auch hier überwiegen die benthonischen Foraminiferen; das Verhältnis verschiebt sich aber bereits etwas zugunsten der planktonischen Formen. Diese sind durch die folgenden Arten vertreten: *Globigerinella subcretacea* LOMN., *Globigerina euapertura* JENKINS, *Globig. venezuelana* HEDBERG, *Globig. cf. angustiumbilitata* BOLLI, *Globig. praebul-loides praebulloides* BLOW, *Globig. cf. senilis* BANDY, *Globig. officinalis* SUBOTT., *Globig. tripartita tripartita* KOCH (umgelagert!), *Globigerina cf. yeguaensis* WEINZ. & APPLIN (umgelagert!), *Globigerinita cf. unicava unicava* BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, *Globigerinita dissimilis dissimilis* (CUSHM. & BERM.), *Globoquadrina dehiscens praedehiscens* BLOW & BANNER, *Globigerinoides quadrilobatus immaturus* LE ROY, *Globigerinoides cf. quadrilobatus primordius* BLOW & BANNER, ? *Globigerinoides cf. quadrilobatus trilobus* (REUCS), *Globorotalia* (Turborotalia) *cf. opima nana* BOLLI, *Globorot. (Turbor.) obesa* BOLLI, ? *Globor. (Turbor.) cf. mayeri* CUSHM. & ELLISOR.

Nach der Zonengliederung von BLOW (1967) (Abb. 63) paßt die Fauna am besten in die Zonen N.2 (höheres M.-Oligozän bis tieferes O.-Oligozän) - N.4 (unterstes Miozän). Damit ergibt sich für den RaS eine stratigraphische Gesamtverbreitung vom Obereozän bis in das Untermiozän (Abb. 64).

2.243 Antognola-Mergel (AM)

Der Ranzano-Sandstein wird i.a. von einer Mergelserie überlagert, die von SACCO (1931) als "Langhiano" bezeichnet wurde. THIEME (1961) und PIERI (1961) führten dafür den Begriff "marne di Antognola" ein. Dieser in der italienischen Literatur bereits fest verankerte Name wird auch hier verwendet, obwohl die Ortschaft Antognola (Provinz Parma) nicht auf diesen Mergeln liegt, sondern auf einem Oberkreide-Alberese. LOESCHKE (1965) schlägt deshalb den Namen "Mergel von Moragnano" vor. KRAMPE (1964) nennt sie "Mergel von Cereggio". Ähnliche Bildungen werden weiter im E (Provinz Bologna) im Bereich der Loiano-Molasse als "Mergel von Maserno" (HEYMANN, 1968) beschrieben.

2.2431_Vorkommen: Im untersuchten Gebiet sind die Mergel auf die Vorkommen von Ceriola - Iatica (östlich Gatta), Casale (nördlich Ginepreto) und nordwestlich des M.Ca di Viola beschränkt und bedecken nur ein Areal von insgesamt 1 - 1,2 km².

2.2432_Lithologischer Charakter: Wie bereits im Kap. 2.2422 beschrieben, gehen die Mergel kontinuierlich unter Zunahme des Kalk- und Abnahme des Sandgehaltes aus dem dünnbankigen oberen Niveau des Ranzano-Sandsteins hervor.

Es handelt sich um ziemlich reine, ungeschichtete, grobschuppig zerbrechende, grünlichblau, blaugrau, selten ockerfarben angewitterte, im frischen Bruch dunkelgraue, siltige Mergel mit einem durchschnittlichen Kalkgehalt von 30 - 50 %. Typisch ist der badland-Charakter der von diesen Mergeln aufgebauten Landschaften. Zum Hangenden hin werden sie durch den stetig steigenden Kalkgehalt härter, splittiger und nehmen eine dunklere Farbe an. Kalkige Straten sind selten. Häufiger treten dagegen im liegenden und hangenden Teil dünnbankige Flyschsandsteine vom Ranzano-Typ auf, die als Härtlinge aus den weichen Mergeln herauswittern und im Durchschnitt 10 - 20 cm, max. 40 cm, gelegentlich sogar bis zu 3 m mächtig werden. Diese Straten unterliegen sehr starken Mächtigkeitsschwankungen.

Der Übergang in den hangenden Bismantova-Sandstein vollzieht sich ebenso kontinuierlich wie zum liegenden Ranzano-Sandstein unter Zunahme des Sandgehaltes - allerdings bei konstant hohem Kalkgehalt im Gegensatz zum Liegenden - und der Zahl und Mächtigkeit der Sandstein-Straten. Es wird schließlich eine Wechselagerung von Sandsteinen und Mergeln erreicht mit bis zu 20 cm mächtigen Bänken. Slumping-Erscheinungen und Mächtigkeitschwankungen der Bänke sind in dieser Zone sehr häufig.

2.2433_Mikrofazies: Die Sandstein-Straten entsprechen petrographisch bis auf den zurücktretenden Chlorit- und Serpentinegehalt (dadurch ist die hellere Farbe gegenüber dem RaS bedingt) denen im oberen dünnbankigen Niveau des RaS (vgl. Kap. 2.2423).

2.2434_Mächtigkeit: Im Kartierungsgebiet konnten östlich Gatta 150 - 200 m ermittelt werden. Von der Typlokalität Antognola - Moragnano werden 300 - 370 m beschrieben (PIERI, 1961; LOESCHKE, 1965; GHELARDONI et al., 1966).



Abb. 52

Dünnbankiger, gut geschichteter Ranzano-Sandstein (hangender Teil) an der Straße Villa Minozzo - Castelnuovo ne' Monti ca. 200 m südlich der Brücke über die Secchia.

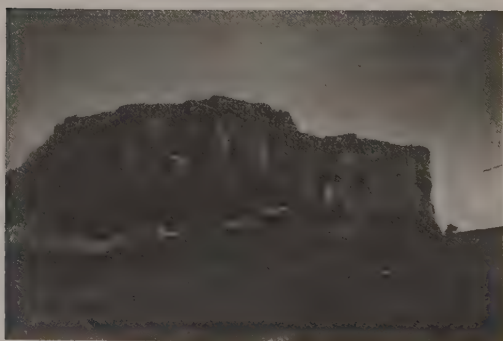


Abb. 53 Bismantova-Sandstein; 'Pietra di Bismantova' (1047 m) von SSW aus gesehen. Im Vordergrund flachwellige Hügellandschaft der Cantiere-Basisargille.

2.2435 Fossilien und Alter: Die äußerst fossilreichen Mergel lieferten eine gut erhaltene individuen- und artenreiche Foraminiferenfauna.

Probe 49/68 (östlich Gatta) führt neben Ostrakoden und sandschaligen Foraminiferen vor allem benthonische Formen, die aber für eine genaue zeitliche Fixierung der Fauna keine Bedeutung haben und auf deren Beschreibung hier verzichtet wird. Das Alter wird durch folgende planktonische Formen belegt:

Globigerina venezuelana HEDBERG, *Globigerina angustiumbili-cata* BOLLI, *Globigerina praebulloides praebulloides* BLOW, *Globigerinita pera* TODD, *Globigerinita unicava unicava*, (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globorotaloides cf. suteri* BOLLI, *Globigerinoides quadrilobatus primordius* BLOW & BANNER, *Globorotalia (Turborotalia) opima nana* BOLLI, *Globor. (Turbor.) obesa* BOLLI, *Globor. (Turbor.) cf. opima continua* BLOW; die sehr hoch trochospiralen, älteren Formen sind wahrscheinlich umgelagert: *Globigerina turritilina turritilina* BLOW & BANNER, *Globig. turritilina praeturritilina* BLOW & BANNER.

Die stratigraphische Reichweite der Fauna kann mit N.2 (M. - O l i g o z ä n) bis N.4/N.6 (U. - M i o z ä n, "Aquitane") (Gliederung nach BLOW, 1967; Abb. 63) angegeben werden. Den Faunen nach besteht zwischen den hangenden Teilen des Ranzano-Sandsteins und den AM kein zeitlicher Unterschied.

2.244 Bismantova-Sandstein (BiS)

Diese heterogene Gesteinsfolge (= 'Elveziano' nach SACCO, 1931) - die jüngste im Aufnahmegebiet überhaupt - wurde von PIERI (1961) und THIEME (1961) mit dem Namen "arenarie di Bismantova" belegt, welcher auch in der vorliegenden Arbeit benutzt wird. Sie besteht aus einer sandig-mergeligen, einer kalkig-detritischen und einer molasseartigen Lithofazies. Mit ihr endet i.a. die Sedimentation im Miozänbecken von Castelnuovo ne' Monti, von nur lokal auftretenden Tortona-Mergeln ("marne del Termina") abgesehen.

LOESCHKE (1965) gab diesem Schichtpaket den Namen "M.Fuso-Sandstein" wegen gewisser lithologischer Unterschiede zum typischen Bismantova-Sandstein. Weiter im E (Provinz Bologna) werden analoge Sandsteine als "Molasse von Pavullo und Montese" bezeichnet (HEYMANN, 1968).

2.2441 Vorkommen: Dieser Gesteinstyp beschränkt sich im Aufnahmegebiet auf die Zone um den M.Ca di Viola, dem größten Vorkommen, bei Bondolo, einem sehr kleinen Vorkommen nördlich Ginepreto und auf das Gebiet um den M.Sassoso östlich Gatta. Von hier zieht sich

der Sandstein in nördlicher Richtung über das untersuchte Gebiet hinaus. Als größere geschlossene Platte läßt er sich über den M.Fossola bis nach Carpineti verfolgen. Im Kartierungsgebiet bedeckt er ein Areal von insgesamt ca. 2 km².

Reste von BiS auf Ranzano-Sandstein und Piano-Mergeln zeigen eine starke Differenzierung des Untergrundes an. Einzelne Schichtglieder unter dem BiS können lokal völlig fehlen (IBBEKEN, 1968).

2.2442_Lithologischer Charakter: Der Name Bismantova-"Sandstein" ist insofern etwas irreführend, als die Typlokalität 'Pietra di Bismantova' nicht aus Sandsteinen besteht, sondern aus groben Kalkareniten.

Charakteristisch ist eine weitgehende Faziesheteropie zwischen Kalkareniten (= kalkig-detritische Fazies nach GHELARDONI et al., 1966; = Fazies I nach FAZZINI & TACOLI, 1963), Sandsteinen (= Molasse-Fazies nach GHELARDONI et al.; Fazies IIa nach FAZZINI & RACOLI) sowie Mergeln, die im untersuchten Gebiet nicht auftreten (= sandig-mergelige Fazies nach GHELARDONI et al.; = Fazies IIb und III nach FAZZINI & TACOLI).

Die größte Verbreitung zeigen die Gesteine der kalkig-detritischen Fazies (M.Ca di Viola; Bondolo; Pietra di Bismantova; Abb. 53). Es handelt sich um massige, plattig ausgebildete, mäßig gut geschichtete, grobe, ungradierte, hellbraune bis fast weiße, organogene Kalkarenite. Die einzelnen Platten werden bis zu 20 cm, i.a. jedoch nur 5 - 10 cm mächtig. Mergelzwischenlagen sind nicht vorhanden. Das Gestein ist als Typus einer flachen k a l k i g n e r i t i s c h e n Fazies anzusehen.

In der "Molasse-Fazies", die auf das Vorkommen vom M.Sassoso beschränkt ist, herrschen Sandsteine vor, die sich kontinuierlich aus den Antognola-Mergeln entwickeln (Kap. 2.2432). Es handelt sich um teils weiche, schlecht zementierte, teils harte, gut zementierte, kalkige, fein- bis mittel-, selten grobkörnige Sandsteine mit allen medimentologischen Internstrukturen von T u r b i d i t e n (gute Gradierung; große flute-, groove- und load-casts). Im Unterschied zum Ranzano-Sandstein fallen die hellbraunen Farben (geringer Ophiolithgehalt), das i.a. feinere Korn sowie die größeren Bankmächtigkeiten (bis zu 8 m) auf. Unregelmäßige konglomeratische Zonen, besonders an der Basis der Sandsteine, bestehen aus bis zu 0,5 cm großen Geröllen weißer und rötlicher Quarze und Feldspäte, roter und grüner Kieselkalke sowie graniti-

schen Materials. Für diesen speziellen Lithotyp trifft die von GHELARDONI et al. (1966) gewählte Bezeichnung "Molasse-Fazies" nicht zu; nach N hin gehen die Sandsteine vom M.Sassoso aber sedimentär in stark absandende, helle, massige Sandsteine mit Mergelzwischenlagen über, die als echte Molasse-Bildung betrachtet werden können.

Die Kontakte zum Liegenden sind - sofern aufgeschlossen - größtenteils tektonisch (Pietra di Bismantova; M.Ca di Viola). Man hat hier den Eindruck, daß es sich um isolierte, auf den kretazischen Emilianiden schwimmende Platten handelt. Daß der BiS oft verschiedene Serien überlagert, kann auch durch das primäre Fehlen einer oder mehrerer Glieder des Molasse-Komplexes erklärt werden.

Die scheinbar direkte Überlagerung der chaotischen Schiefer des Cantiere-Basiskomplexes durch Antognola-Mergel bzw. durch Bismantova-Sandstein soll nach PAPANI (1964) auf sedimentäre Kontakte zurückzuführen sein, d.h. die Tonschiefer sollen in die miozäne Molasse-Serien eingeschaltete Olisthosome darstellen.

2.2443_Mikrofazies: Die groben organogenen Kalkarenite sind als Bio-Intrasparrudite (Kalzirudite) zu bezeichnen (Schliffe 31/68, 32/68, 33/68, 36/68, 53/68 u. 62/68).

Die Sandsteine vom M.Sassoso erweisen sich u.d.M. als l i t h i s c h e G r a u w a c k e n :

Schliffe 51/68 u. 52/68

Grundmasse: feiner Gesteinsdetritus, z.T. tonig-kalkig, detritisch, oft stark chloritisch.

Mineralbestand: vorwiegend Quarz (oft stark undulös auslöschend u. kataklastisch, auch teilweise mylonitisiert und zu einem feinkörnigen Gemenge rekristallisiert); rel. viel Feldspat (weniger als 30 % der klastischen Komponente): stark bis völlig saussuritierter Kalifeldspat (vereinzelt mit Perthit-Entmischungen, z.T. verzwillingt), etwas Mikroklin; frischer Plagioklas; wie die Quarze sind die Feldspäte oft stark zerschert und zeigen einen dünnen Reaktionssaum; wenig Glimmer; Chlorit (meist als unregelmäßige Körner; z.T. Neubildungen; auch fein verteilt in der Grundmasse; selten klastisch), Apatit, Zirkon, Granat, Erz (Pyrit, teilweise zu Limonit oxydiert).

Gesteinsreste: Lutite u. Mikrite, Intramikrite, Hornsteine (z.T. umkristallisiert, vereinzelt mit Radiolarien), ? Marmor; Serpentin, Diabas; Quarzporphyr; Granit, ? dioritisches Material.

Korngröße: max. 1,1 - 2,8 mm (Gesteinsreste), im Durchschnitt 0,3 - 0,5 mm (Quarz u. Feldspat).

Gefüge: richtungslos körnig, schlecht sortiert u. klassiert.

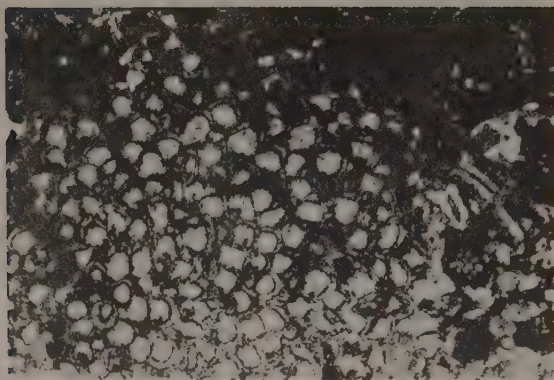


Abb. 54 *Miogypsina* sp. aus den groben Kalkareniten des Bismantova-Sandsteins südlich Bondolo.

Schliff 32/68 Vergrößerung: 12x

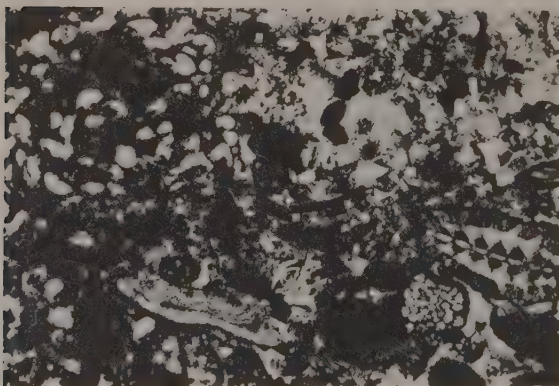


Abb. 55 Grobe Kalkarenite des Bismantova-Sandsteins mit *Miogypsinoidea* sp., *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp. und Resten von Korallen, Algen, Lamellibranchiaten (Inoceramen) und von ?Anneliden.

Schliff 32/68 Vergrößerung: 12x

2.2444_Mächtigkeit: Am M.Ca di Viola stehen mindestens 200 m an, bei Bondolo 75 - 100 m und am M.Sassoso ca. 150 m (Prof. 2, 4). Da einerseits die Liegendkontakte meist tektonischer Natur sind (M.Ca di Viola; Pietra di Bismantova) und andererseits große Teile des Hangenden fehlen (M.Sassoso), ist mit wesentlich größeren primären Mächtigkeiten zu rechnen. So schwanken die von LOESCHKE (1965), THIEME (1961), PIERI (1961), FAZZINI & TACOLI (1963), LOSACCO (1966) und GHELARDONI et al. (1966) angegebenen Beträge für den gesamten BiS zwischen 500 m und 1000 m.

2.2445_Fossilien und Alter: Die organogenen Kalkarenite und die Mergelzwischenlagen der "Molasse-Fazies" haben stets eine reiche und gut bestimmbare Foraminiferenfauna geliefert.

Schliffe 31/86-33/68, 36/68, 51/68-54/68 u. 62/68 führen Reste von Makrofossilien (Inoceramen, Rudisten, Korallen, Bryozoen, Echinodermen, Anneliden, Gastropoden u. Algen), umgelagerte Kreideformen (u.a. Orbitolina sp., Siderolites sp., Globotruncanenreste), Textularien, Lageniden, sehr viel Rotaliden, umgelagerte Alt-Tertiärformen (Acarininen, Nummuliten), große Tertiärglobigerinen, ?Globigerinoides sp., Turborotalien, vor allem aber Miogypsina sp., Miogypsinoidea sp., Amphistegina sp., Heterostegina sp. und Lepidocyclina sp. (u.a. Lepid. (Eulepidina) yuruagunensis CUSHM.); (Abb. 54, 55).

Zeitlich ist diese Fauna in das u n t e r e b i s m i t t l e r e M i o z ä n ('Burdigal' bis '?Helvet') einzuordnen.

Proben 126/67 u. 127/67 (Mergel aus dem BiS an der Straße zwischen Castelnovo ne'Monti und Carpineti nördlich des Untersuchungsgebietes) mit vorwiegend benthonischen Formen; das Plankton wird repräsentiert durch: Globorotaloides suteri BOLLI, Globigerina cf. foliata BOLLI, Globigerinoides quadrilobatus immaturus LE ROY, Glob.oides cf. quadrilobatus trilobus (REUSS), Globig.oides cf. quadrilobatus irregularis LE ROY, Glob.oides sicanus DE STEFANI, Biorbulina bilobata (d' ORBIGNY); Formen, die an Sphaeroidinellopsis seminulina (SCHWAGER) erinnern; sehr viel Turborotalien: Globorotalia (Turborotalia) cf. opima continuosa BLOW, Globor. (Turbor.) obesa BOLLI, Globor. (Turbor.) cf. mayeri CUSHM. & ELLISOR, ?Globor. (Turbor.) cf. kugleri BOLLI.

Diese Faunengemeinschaft gehört in den Bereich der Biozonen N.6 - N.8 (Granze 'Aquitane'/'Burdigal' - oberstes 'Burdigal') (Gliederung nach BLOW, 1967; Abb. 63). Möglicherweise wird aufgrund des Auftretens von Biorbulina bilobata noch die Zone N.9 (= 'Langhiano' der italienischen Literatur) erreicht.

Mit dem Bismantova-Sandstein schließt im bearbeiteten Gebiet die Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit ab.

3. STRATIGRAPHIE der LIGURISCHEN SER

3.1 Einleitung

Die von STEINMANN 1907 aufgestellte Deckentheorie und die von ihm vorgeschlagene Einteilung der Gesteine in Abkömmlinge eines toskanischen und eines ligurischen Ablagerungsraumes brachte einen völligen Wandel der bis dahin geltenden Ansichten vom tektonischen Aufbau des Nordapennins und der ursprünglichen paläogeographischen Anordnung seiner Bauelemente mit sich. Bis zu diesem Zeitpunkt wurden die Gesteine in weiten Teilen des Nordapennins - abgesehen von einigen triassischen Serien - als autochthon und als Bestandteile eines durchgehenden Eozän-Profiles angesehen (LOTTI, ZACCAGNA, DE STEFANO u.a. 1879 - 1910).

SACCO (1891), der als erster diese Autochthonie anzweifelte, stellte die mächtigen Argille scagliose mit ihren Ophiolithen in die Kreide. Er hielt sie aber als ein laterales Äquivalent der Scoglio rossa weiterhin für autochthon ('piano ligure'). Erst STEINMANN (1907) erklärte die Überlagerung des tertiären Macigno durch die kretazischen Schiefer als Folge einer Deckenüberschiebung.

Eine erste genauere Differenzierung der Schiefer durch LUDWIG (1929) führte zur Abtrennung tertiärer Glieder ("Kalk-Ton-Einheiten") von den rein kretazischen "argille scagliose".

Gegen Ende der dreißiger Jahre begann man an dem rein alpinotypen Deckenbau zu zweifeln und stellte mehr und mehr ein gravitatives Abgleiten großer Sedimentpakete in den Vordergrund. Dieser Gedanke wurde später von der Florentiner Schule zur Theorie der "cunei composti" ausgebaut. ELTER, GIANNINI et. al. (1961) stellten einer toskanischen Decke drei ligureische Decken gegenüber (s. Kap. B. 4).

Die ligureischen Serien wurden in jüngerer Zeit besonders von REUTTER (1960 u. 1961), SAMES (1960) und später vor allem von ZANZUCCHI (1958 - 1963), PIERI (1961), MARCHESI (1961), THIEME (1961), GHELARDONI (1961), ELTER, GRATZIU & LABESSE (1964), KRAMP (1964), MARKWICH (1964), GOLDBERG (1965), SCHULZE (1965), LOESCH (1965), GHELARDONI et al. (1966), GÜNTHER (1966) und von SCHLÜTER (1968) in den allochthonen Vorkommen genauer untersucht und neu

gegliedert. Es wurden drei ligurische tektonische Einheiten aufgestellt. Sie bildeten im ursprünglichen Ablagerungsraum eine mehr oder weniger zusammenhängende stratigraphische Abfolge. Durch gravitatives Gleiten wurden sie nacheinander nach N verfrachtet und liegen jetzt in umgekehrter Reihenfolge übereinander (REUTTER, 1968):

3. Ophiolith-Einheit (Liguriden III)
2. Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)
1. Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)

Dazu kommt noch eine vierte, mehr autochthone Einheit (Antola-Einheit = Liguriden IIIa; REUTTER, 1968).

Von diesen Einheiten treten im untersuchten Gebiet die Liguriden I und II auf. Auf eine genaue lithologische Beschreibung der einzelnen, an anderen Stellen bereits genau untersuchten Serien wird in der vorliegenden Arbeit weitgehend verzichtet. Es wird hierzu auf die ausführlichen Darstellungen in den Arbeiten der oben angegebenen Autoren verwiesen.

3.2 Die Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)

Die hier zusammengefaßten Serien werden in Anlehnung an REUTTER (1960 bzw. 1966 u. 1968) 'Kalk-Ton-Einheit' und das beherrschende Element dieser Einheit 'Kalk-Ton-Serie' genannt. Ähnliche Namen werden in jüngerer Zeit auch von den italienischen Geologen benutzt ('Unità terziaria delle argille e calcari', ELTER, GRATZIU & LABESSE, 1964). Eine genaue Gliederung der Kalk-Ton-Einheit wurde vor allem von MARWICH (1964), GOLDBERG (1965), LOESCHKE (1965) und von BARBIERI & ZANZUCCHI (1963) ausgearbeitet:

5. Petrignacola-Sandstein (? Eozän - Oligozän)
4. Ponte Vestana-Serie (O.-Eozän)
3. Ponte Bratica-Sandstein (O.-Eozän)
2. Kalk-Ton-Serie (= 'Canetolo-Serie' bei LOESCHKE, 1963, MARWICH 1963 und ZANZUCCHI 1963)
1. Groppo-Vescovo-Kalk (O.-Paläozän - M.-Eozän)

Meist überdecken die Liguriden I als erste allochthone Einheit den Macigno bzw. sein mergeliges Dach. Im untersuchten Gebiet liegen sie, wie auch bei Bobbio (SCHLÜTER, 1968), bei Pracchiola (GOLDBERG, 1965), am M. Ventasso (KRAMPE, 1964) und bei Roccapelago (REUTTER, 1966), auf Gesteinen der Modino-Cervarola-Einheit. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt im untersuchten Gebiet max. 220 m; im Parma-Tal werden dagegen bis zu 800 m erreicht.

Wie sich im NW der Apuaner Alpen Vorläufer der ersten ligurischen Gleitdecke in Form von Olisthostromen in den oberen Teil des Macigno bzw. dessen mergeliges Dach einschalten können (IBBEKEN, 1964; GÜNTHER, 1966), so können auch hier im untersuchten Gebiet eozäne Gesteine (Olistholithe) in den höheren Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit (U.-Miozän), also im gleichen Niveau wie im Macigno, als derartige Vorläufer betrachtet werden (Kap. 2.152). Daraus folgt, daß die Modino-Cervarola-Einheit nicht als sedimentäre Fortsetzung der 'falda toscana' gelten kann (wie bei NARDI, 1964a u. b, 1965) sondern als deren laterales Äquivalent in einem anderen Sedimentbecken (vgl. auch REUTTER, 1968).

3.21 Kalke vom Groppo del Vescovo

Der Name dieser Serie wurde von BARBIERI & ZANZUCCHI (1963) eingeführt und ersetzt den zu ungenauen Begriff "Tertiär-Alberese". Ähnliche Gesteine in den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit wurden von NARDI (1965) und BERTOLLI & NARDI (1966) 'calcari di Civago' (s. Kap. 2131) genannt.

3.211 Vorkommen: Im Rio Sologno (ca. 850 m SW Sologno) wurden nur einige isolierte Brocken dieser albereseartigen Kalke und Kalkmergel gefunden.

Größere Schichtpakete stecken in den Olisthostromargille der Pievepelago-Formation (Kap. 2.131) und der Sestola-Vidiciatico-Serie (Kap. 2.152). Zweifellos handelt es sich hierbei um Reste der Liguriden I-Decke. Das Schiefermaterial der Kalk-Ton-Einheit, in das die Kalke vom Groppo del Vescovo eingeschlossen waren (Kalk-Ton-Serie) hat sich während der Überschiebung so innig mit den Argille der Modino-Cervarola-Einheit vermischt, daß heute beide nicht mehr voneinander zu unterscheiden sind (vgl. Kap. 3.222).

3.212 Lithologischer Charakter: Es handelt sich um eine Wechselagerung heller, mittelkörniger, gradierter Sandkalke, Kalke, Kalkmergel und Mergel. Lagenweise können auch graubraune Kalkarenite auftreten bzw. die Basis mancher Kalke und Sandkalke kann arenitisch ausgebildet sein. Die Sandkalke und Kalkarenite weisen oft schöne Unterflächenstrukturen auf, die -zusammen mit der Gradierung - diese Gesteine als Turbidite kennzeichnen. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 30 und 200 cm.

Diese Serie bildete wahrscheinlich im Liegenden der Kalk-Ton-Einheit einen durchgehenden Horizont. Er zerbrach bei den an-

fließenden tektonischen Bewegungen und liegt jetzt in einzelnen Scherben in einer tonig-schiefrigen Matrix (Beispiel für sog. "Scherbentektonik" nach RICHTER).

13 Mikrofazies: Der größte Teil dieser Serie besteht aus sandigen, detritischen, tonigen Kalken und Mergelkalken, die als foraminiferen-Biomikrite bzw. Biointramikrite zu bezeichnen sind. Vergleich dazu sind Kalkarenite (-Biosparrudite) und lithische Grauwacken sehr viel seltener.

Schliff 51/65 (ca. 150 m NW Coste Surane)

Gestein: lithische Grauwacke.

Grundmasse: meist kalkig-detritisch (sparitisch), z.T. auch feiner Gesteinsdetritus.

Mineralbestand: Quarz (oft undulös auslöschend und stark kataklastisch); wenig Feldspat (rel. frischer Orthoklas, etwas weniger Plagioklas); viel Muskowit, Biotit (oft chloritisiert und gebleicht mit Maghemit-Ausscheidungen); Chlorit; Glaukonit; Kalzit, Dolomit; Apatit; Zirkon; viel Erz (!).

Gesteinsreste: Mikrite (feine, pelagische Kalke); Hornstein; Serizit- und Muskowit-Schiefer.

Korngröße: max. 1,3 mm, im Durchschnitt 0,23 mm.

Gefüge: Glimmer, Chlorit- und Erzschiefer sind eingeregelt; schlecht sortiert, etwas besser klassiert.

14 Mächtigkeit: Sie beträgt nördlich Cervarolo ca. 70 m, nördlich 'Coste Surane' nur ca. 20 - 40 m. NARDI (1965) gibt für 'calcarei di Civate' 200 m an.

15 Fossilien und Alter: Dünnschliffe und Schlammproben haben eine reiche, überwiegend planktonische Foraminiferenfauna geliefert. Auffallend ist der hohe Anteil umgelagerter Kreideformen.

Schliffe 51/65 u. 414/65 zeigen: Radiolarien, Rotaliden, Nummuliten, Assilinen, Discoeyclinen, Tertiärglobigerinen, Globorotalien vom aragonensis- und crassata-Typ, ?Hantkeninen sowie Kreideformen (Rotaliporen, Planomalinen, Heterohelliciden).

Das Plankton der Proben 46/65, 50/65 u. 56/65 besteht aus: Globigerina linaperta FINLAY, Pseudohastigerina wilcoxensis (CUSHM. & PONT.), Pseudohast. micra (COLE), Acarinina soldadoensis BRONNIM., Globorotalia (Truncorotalia) formosa formosa BOLLI, Globor. (Trunc.) aragonensis aragonensis NUTT., Globor. (Trunc.) cf. pseudotopilensis SUBBOT., Globor (Trunc.) cf. bullbrookii BOLLI sowie umgelagerten Kreideformen (Heterohelliciden, Globotruncana stuartiformis DALBIEZ, Globotruncana vom lapparenti-Typ).

In der Gliederung von BOLLI (1966) gehört diese Fauna in den unteren Teil der Globorotalia formosa-Zone und in die ganze Globorotalia aragonensis-Zone (oberes U. - Eozän).

ZANZUCCHI (1963) und LOESCHKE (1965) geben für diese Serie eine stratigraphische Reichweite vom O.-Paläozän bis zum M.-Eozän an.

3.22 Kalk-Ton-Serie (KTS)

Erstmals wurden von LUDWIG (1929) im Gebiet von Bobbio (Prov. Piacenza) tertiäre kalkig-tonige Sedimente von den lithologisch sehr ähnlichen, allerdings ophiolith-führenden, kretazischen 'argille scagliose' getrennt und unter dem Namen "Kalk-Ton-Gruppe" zusammengefaßt.

Diese Gesteine - hier in Anlehnung an REUTTER (1960) 'Kalk-Ton-Serie' genannt - wurden zunächst als normales Hangendes des toskanischen Macigno angesehen (LUDWIG, 1929; SCHEIDER, 1935; z.T. auch REUTTER, 1960). Genauere Untersuchungen der im Kap. 3. (unten) angegebenen Autoren ergaben, daß es sich um eine erste allochthone Gleitdecke handelt, die aus dem ligurischen Faziesraum bezogen wurde.

Die KTS ist im Nordapennin weit verbreitet und bildet stets die erste ligurische Gleitdecke über den (parautochthonen) toskanischen und emilianischen Serien.

3.221 Vorkommen: Die KTS liegt im Arbeitsgebiet als erste ligurische Gleitdecke meist auf den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit. Infolge großer lithologischer Ähnlichkeiten zwischen beiden Serien ist in diesen Fällen eine genaue Abgrenzung sehr schwierig. Lediglich dort, wo die KTS mit anderen typischen Gesteinen der Kalk-Ton-Einheit vergesellschaftet ist, läßt sie sich besser von den Argille abtrennen.

Die KTS findet sich nur in kleineren, isolierten Fetzen geometrisch unter den Liguriden II und ist meist stark verschuppt mit der Buntschieferserie der Liguriden II einerseits und mit den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit andererseits. Zwischen dem M.Cisa und dem M.Prampa liegt sie auf den Modino-Basisserien (Marmoreto-Mergel und Fiumalbo-Schiefer) der M.Cisa-Schuppe (Abb. 66); sie ist hier also relativ leicht von den umgebenden Gesteinen abzugrenzen. In kleinen Vorkommen erstreckt sich die KTS von hier bis etwa zum M.Penna.

Weitere Vorkommen finden sich im Tal des Rio Sologno (SW Sologno) - hier in Verbindung mit anderen typischen Gesteinen der Kalk-Ton-Einheit - sowie südlich Santonio.

3.222 Lithologischer Charakter: In ihrer lithologischen Ausbildung ähnelt die KTS sehr stark den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit, was oft zu Fehldeutungen führte (s. Kap. 3.1, 3.2 u. 3.22). So besteht die KTS aus graubraunen, grünlichen oder auch schwarzen, oft fettigglänzenden, stark zerscherten Tonschiefern und sandig-siltigen, plattigen Mergeln. Das darin eingeschaltete kompetente Material wird durch dünnbankige teils pelagische, teils detritische, gradierte Kalke, Sandkalke, Kalkarenite, Fossilschuttbrekzien, feinkörnigen, teils laminierten, teils gradiereten Kalksandsteinen und Sandsteinen sowie albereseartigen Kalken, Kalkmergeln und Kalksandsteinen repräsentiert.

Eozäne organogene Kalke, Kalkarenite und Sandsteine treten häufig als einzelne Gesteinsbrocken in den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit auf, bzw. sind über ein größeres Areal in den Argille angereichert (wie z.B. im NW von Costalta und E Muschioso). Sie sind zweifellos als Olistholithe in Olisthostrom-Vorläufern der Kalk-Ton-Einheit zu betrachten, die sich von der Front der von SW her vorrückenden Liguriden I-Decke gelöst und an der Grenze Oligozän/Miozän bzw. im U.-Miozän das Sedimentationsbecken der Modino-Cervarola-Einheit erreicht haben. Diese Vorläufer sind auf die sich bewegenden Olisthostrome der Modino-Cervarola-Einheit geglitten und dabei von ihnen völlig assimiliert worden, so daß sie heute nicht mehr als eigenständige Olisthostrome von den sie umgebenden chaotischen emilianischen Argille zu unterscheiden sind. Hauptsächlich ist an den Olisthostromvorläufern das Schiefermaterial der KTS beteiligt, worauf die oben erwähnten organogenen Kalke und Kalkarenite hinweisen. Damit vergesellschaftet sind Pakete des Groppo-Vescovo-Kalkes, die im "Huckepackprinzip" von den KTS-Olisthostromen mitverfrachtet wurden.

Folgende Kriterien können zur Unterscheidung der KTS von den lithologisch ähnlichen Olisthostrom- und Basisargille der Modino-Cervarola-Einheit herangezogen werden:

1. das Fehlen von Ophiolithen und deren Brekzien in der KTS und in der gesamten Kalk-Ton-Einheit.
2. der größere Gehalt an sandigem Material in der KTS.
3. das Auftreten organogener Kalke, Kalkarenite und Fossilschuttbrekzien in der KTS.
4. eine gleichmäßigere Tönung der KTS-Schiefer gegenüber den meist buntgefleckten Schieferen der Argille.

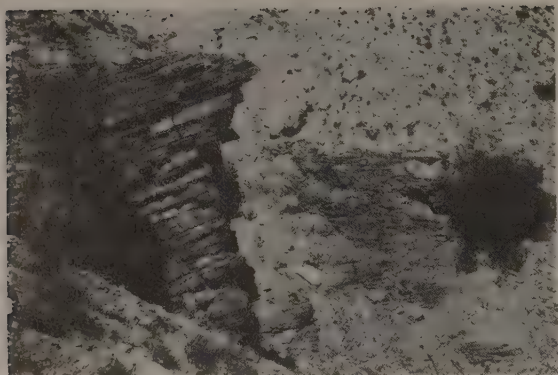


Abb. 60 Ostia-Sandstein (sandige Fazies) ca. 400 m
NW Monte Orsaro (SE des M. Prampa).



Abb. 61
Ostia-Sandstein (Alberese-
Fazies) ca. 1,7 km süd-
lich des M. Penna (topogra-
phischer Punkt 1146 m).

223 Mikrofasies: Die dichten, feinen, z.T. kieseligen, harten lke können als Lutite bzw. als Mikrite (Biomikrite) angesprochen werden, die sandigen, fossilführenden, weicheeren, detritischen lke als Intrabiomikrite. Von den Intramikriten zu den feinkörnigen Kalksandsteinen (feldspatische Grauwacken) gibt es alle ergänge (Schliff 43/67). Sehr häufig sind grobe organogene lke (Biosparite) und polygene organogene Kalkarenite (Bioarrudite oder Biopelsparite; Schliff 128/68), die vermutlich die KTS umgelagerte kretazische Gesteine darstellen. Stellenweise können die groben Kalkarenite sehr sandig werden und in bgrauwacken übergehen (Schliff 41/65).

224 Mächtigkeit: Südlich des M.Prampa erreicht die KTS eine maximale Mächtigkeit von ca. 15 - 20 m, im Rio Sologno sind es weniger als 10 m. Gegenüber den Nachbargebieten ist die Mächtigkeit er sehr stark reduziert. So rechnet man im Parma-Tal und im Gebiet des M.Ventasso mit 350 - 400 m, max. 500 m (MARKWICH, 1963; LDBERG, 1965; KRAMPE, 1964).

225 Fossilien und Alter: Die groben organogenen Kalke und Kalkarenite haben eine reiche, gut bestimmbare Fauna geliefert.

Schliffe 216b/64, 166/65, 461/65, 462/65, 464/65, 499/65, 503/65, 506/65, 509/65, 511/65, 527/65, 531/65, 570/65, 580/65, 644/65 u. 312/67 zeigen neben Fossilschutt (Reste von Mollusken, Bryozoen, Echinodermen u. Algen) und umgelagerten Kreideformen (Schwammnadeln, Calpionellen, Tici-nellen, Heterohelliciden, Rotaliporen, Praeglobotruncanen, Globotruncanen, Orbitolina sp., Siderolites sp., Orbitoides sp., Sulcoperculina sp., Milioliden u.a.) vor allem Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Orbitolites sp., Eorupertia sp., Cuvillierina sp., Globorotalia (Truncorotalia) cf. velascoensis (CUSHM.), Globor. (Trunc.) cf. aragonensis NUTTALL, Globor. (Trunc.) cf. spinulosa CUSHM., Globor. (Trunc.) sp., Guembelinen und dickwandige, großporige Tertiärglobigerinen. (Abb. 57).

ese Faunen schließen den Zeitraum ?u n t e r e s bis m i t t e r e s E o z ä n (h ö h e r e s M i t t e l e o z ä n) ein. ffallend ist der sehr hohe Anteil umgelagerter Faunen der ter- und Oberkreide. Ein großer Teil der groben Kalkarenite hrt ausschließlich Kreidefaunen des Zeitraumes A p t - A l b .B. Schliff 312/67). Demgegenüber treten umgelagerte Paläozän- rmen zurück. Vereinzelt findet man helle, feine, detritische lke, die ausschließlich eine Kreidefauna führen (Turon; Schliff 9/68).

3.23 Ponte Bratica-Sandstein (PBS)

Der Name "Ponte Bratica-Sandstein" wurde von BARBIERI & ZANZUCCHI (1963) für die im Parma-, Cedra- und Enza-Tal sowie am Passo di Lagastrello häufigen tertiären Sandsteine eingeführt ("arenarie di Ponte Bratica"). Sie treten dort meist im Hangenden der KTS auf (LOESCHKE, 1965; MARKWICH, 1963).

3.231 Vorkommen: Nach mündl. Mitt. von G. ZANZUCCHI (Parma) handelt es sich bei dem Sandstein SW Sologno um typischen PBS. Er stellt die östlichste Fortsetzung des PBS aus dem Enza-Tal und aus dem Gebiet nördlich des M. Ventasso dar (KRAMPE, 1964). Der beste Aufschluß befindet sich unmittelbar an der Brücke über den Rio Sologno, ca. 800 m SW Sologno. In kleineren Vorkommen steht er auch südlich des M. Prampa an (Abb. 66).

3.232 Lithologischer Charakter: Diese Flyschserie entwickelt sich sedimentär aus der KTS und besteht aus äußerst feinkörnigen und dünnbankigen Glimmer-Sandsteinen und Kalksandsteinen, die in dunkle, sehr siltige, quarz- und glimmerreiche Tonschiefer, selten in Mergel übergehen. Die Sandstein-Straten werden 10 - 20 cm, max. 50 cm mächtig, die sandig-tonigen Interstraten nur 3 - 5 cm max. 10 cm. Die Mergel und Schiefer sind gegen die Sandsteine ungleich schlecht abgesetzt. Der Übergang erfolgt sehr allmählich und gleichmäßig. In vertikaler wie in horizontaler Richtung ist der PBS durchgehend laminiert. Die Unterflächen der Sandsteine weisen oft Weide- und Fraßspuren auf.

Der PBS liegt konkordant unter dem Orocco-Caio-Alberese. Meist ist er leicht gewellt, kann jedoch auch Zick-Zack-Falten aufweisen. Der Kontakt zwischen Alberese und dem PBS ist stets tektonisch. Der obere Teil des PBS ist hier mit Sicherheit bei der Überschiebung der Liguriden II abgeschert. Denn normalerweise schaltet sich in das Hangende eine schiefrig-kalkige Zone ein (= 'Ponte Vestana Serie', LOESCHKE, 1965; MARKWICH, 1963).

Der Kontakt zum Petriagnicola-Sandstein ist im Normalfall sedimentär (KRAMPE, 1964), der Übergang in die KTS im Liegenden ebenfalls. Ein solcher Übergang ist direkt an der Brücke über den Rio Sologno zu beobachten. Die Tonschiefer und Mergel des PBS nehmen hier zum Liegenden hin an Mächtigkeit zu, während sich im gleichen Maße die Zahl und die Mächtigkeit der Sandsteine verringern. Schließlich schwimmen nur noch einzelne, sehr unregelmäßige und z.T. gefaltete Sandstein- und Kalksandsteinlinsen in schwarzen bis grauen, siltig-tonigen Schiefern der KTS.

In seiner typischen lithologischen Ausbildung kann der PBS dem Ostia-Sandstein sowie den hangenden Teilen des Modino- und Cervarola-Sandsteins ähneln.

3.233 Mikrofazies: Die laminierten Sandsteine und Kalksandsteine erweisen sich u.d.M. als feinkörnige f e l d s p a t i s c h e G r a u w a c k e n .

3.234 Mächtigkeit: Sie ist im Sologno-Tal mit max. 30 m anzugeben. In den beiden kleinen Vorkommen südlich des M.Prampa erreicht der PBS 5 - 10 m.

3.235 Fossilien und Alter: Da die KTS im Liegenden einerseits in das U.- bis M.-Eozän gehört und die von LOESCHKE (1965) und MARKWICH (1963) im Hangenden des PBS beschriebene "Ponte Vestana-Serie" andererseits in das M.- bis O.-Eozän gestellt wird, ist damit das Alter - zumindest im Parma-Tal - genau abgegrenzt (m i t t l e r e s E o z ä n).

3.24 Petrignacola-Sandstein (PS)

Dieser Name wurde von ZANZUCCHI (1961 u. 1963), LOESCHKE (1965) und MARKWICH (1963) für eozäne bis oligozäne Flyschsandsteine im Parma-Tal eingeführt. Nach LOESCHKE (1965) tritt er dort in drei verschiedenen Niveaus auf:

- 1) als Einschaltung in der KTS (Petrignacola-Sandstein I)
- 2) in einer Wechsellagerung mit dem Ponte Bratica-Sandstein (Petrignacola-Sandstein II)
- 3) als selbständige Schichtfolge über der KTS und dem Ponte Bratica-Sandstein (Petrignacola-Sandstein III).

3.241 Vorkommen: In isolierten Vorkommen erstreckt sich der PS vom Aveto-Tal in der Provinz Piacenza ("Aveto-Sandstein", KUBE, 1963 u. 1965; SCHLÜTER, 1968) bis nach Roccapelago im NW von Pievepelago (REUTTER, 1966; MARCUCCI, 1967). Eventuell kann auch der "M.Senario-Sandstein" im Mugello nördlich Florenz (mündl. Mitt. von J. GROSCURTH, 1969) mit dem Petrignacola-Sandstein parallelisiert werden.

In größerer Verbreitung steht der PS westlich Frassineto am M.Campastrino an ("Sandstein vom M.Campastrino und seine Mergel", KRAMPE, 1964), dessen östlichste Ausläufer das Kartierungsgebiet noch erfaßt. Er geht hier sedimentär aus dem Ponte Bratica-Sandstein hervor, kann also mit dem Niveau III nach der Einteilung von LOESCHKE (1965) gleichgesetzt werden. Einzelne Brocken finden sich eingehüllt in die Schiefer der KTS im Rio Sologno und südlich Santonio. Hier handelt es sich wahrscheinlich um das Niveau I.

3.242 Lithologischer Charakter: Dieser Sandstein unterscheidet sich von den meisten kretazischen und tertiären Flysch- und Molasse-Sandsteinen des Nordapennins durch seinen hohen Gehalt an frischen Feldspäten und durch seine Konglomeratführung. Er ist auffallend grün gefärbt und übersät mit graubraunen, bis zu 5 mm großen Flecken, die besonders im angewitterten Zustand hervortreten.

Die Bankmächtigkeit schwankt westlich Frassinédolo zwischen 2 - 5 m (meist zwischen 4 - 5 m). Der PS ist hier fein- bis mittel-, vereinzelt auch grobkörnig ausgebildet, schlecht gradiert, selten laminiert. Unterflächenstrukturen sind nur gelegentlich anzutreffen. In den dünneren Bänken treten die Flyschmerkmale gewöhnlich deutlicher hervor. Generell kann man also den PS als t u r b i d i t i s c h e n Sandstein ansprechen. Zwischen die Sandsteine schalten sich nur wenige cm mächtige dunkelgraue bis schwarze, sandig-mergelige Tonschiefer ein.

In konglomeratischer Fazies kommt der PS lediglich in Form isolierter Brocken in den KTS-Schiefern südlich Santonio vor (= Petri-gnacola-Sandstein I nach der Einteilung von LOESCHKE, 1965).

Diese Konglomerate verdanken ihre Entstehung einem Sedimentationsmechanismus, wie er für Fluxoturbidite typisch ist. Die bis zu 10 cm großen Gerölle bestehen vor allem aus A n d e s i t e n und anderen Vulkaniten; Magmatite, Metamorphite und Sedimentgesteine treten demgegenüber zurück.

3.243 Mikrofazies: Dieser Sandstein ist als f e l d s p a t i s c h e G r a u w a c k e im Übergang zu einer lithischen Grauwacke zu bezeichnen.

Schliff 85/67 (ca. 700 m SE der Kirche Tapignola, westlich der Straße im Bach) (Abb. 56).

Gestein: Andesit-Brocken aus einem groben Konglomerat.

Grundmasse: kryptokristallin (?feinstes Gemenge aus Feldspat und Quarz).

Mineralbestand: große und kleine Plagioklaseinsprenglinge in einer glasigen, leicht grünlichen (?mit Chlorit imprägnierten) Matrix; vorwiegend handelt es sich um Albit und Oligoklas; die anorthitreicheren Kerne der Plagioklase sind meist stark zersetzt (kaolinisiert, z.T. auch chloritisiert), vereinzelt sind auch die Feldspäte völlig kaolinisiert bzw. in ein grünliches Gemenge aus Serizit, Chlorit und Kalzit umgewandelt; Erz; Reste von völlig serpentinisierten Pyroxenen; schmale, meist unregelmäßige Serpentin schnüre durchziehen das Gestein; vereinzelt bildet der Serpentin gerundete oder ovale Körper (? ehemals Chloritaureolen).

Korngröße: max. 1,1 mm - 1,9 mm, im Durchschnitt 0,4 - 0,5 mm.
Gefüge: porphyrisch.

.244 Mächtigkeit: KRAMPE (1964) gibt für den Sandsteinkomplex des M.Campastrino eine Mächtigkeit von 230 m an.

.245 Fossilien und Alter: Bis auf umgelagerte Bruchstücke von Mollusken, Algen, Bryozoen, Globotruncanen, Sulcoperculinen, Orbitolinen und Discocyclus in den Schliffen 86/67 und 107/68 konnten keine Fossilien nachgewiesen werden. Da aber der PS sedimentär aus dem mittelozeänen Ponte Bratica-Sandstein hervorgeht, ist der PS mit Sicherheit jünger als M.- bis O.-Eozän. Ein solches Alter wird von vielen Autoren angenommen (MARKWICH, 1963; KRAMPE, 1964; LOESCHKE, 1965; u.a.). Wahrscheinlich gehört aber der gesamte PS bereits in das O l i g o z ä n. So beschreibt ARCUCCI (1967) aus den höheren Teilen des "arenaria di Fabbrica" bei Roccapelago eine oligozäne Fauna (s. auch REUTTER, 1966).

.3 Orocco-Caio-Einheit (OCE; Liguriden II)

Die hier zusammengefaßten Flyschgesteine des Zeitraumes (?Oberalb-) Cenoman - Maastricht überlagern in Form einer weiteren großen Leitdecke die Liguriden I bzw. - wo diese fehlen - die Olisthotromargille der parautochthonen Modino-Cervarola-Einheit. Weiter im SW liegen sie auch auf toskanischen Gesteinen (KRAMPE, 1964; GÜNTHER, 1966).

Im untersuchten Gebiet konnte diese Einheit in folgende Serien gegliedert werden:

3. Orocco-Caio-Alberese, Typ M.Prampa - M.Penna (Turon - Maastricht)
2. Ostia-Sandstein als laterales Äquivalent der Buntschieferserie ((? O.-Alb-) Cenoman (- ? U.-Turon))
1. Buntschieferserie ((? O.-Alb) Cenoman (- ? U.-Turon)).

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit beträgt im Kartierungsgebiet a. 1000 - 1400 m.

Es wird angenommen (REUTTER, 1968), daß diese Serien ursprünglich im ligurischen Ablagerungsraum in einem mehr internen Bereich vermutlich unter Vermittlung des "Dosso-Alberese" in sedimentärem Zusammenhang mit den sie dort überlagernden Gesteinen der Kalk-Ton-Einheit in einem mehr externen Bereich gestanden haben.

.31 Buntschieferserie (BS)

REUTTER (1960) führte diesen Namen in stratigraphisch fixierter Stellung für eine Zone bunter Tonschiefer ein, die die sedimentäre Basis der ligurischen Oberkreide-Alberese vom Typ M.Antola - Orocco - M.Caio - M.Cervellino - M.Prampa - M.Penna - M.Rocca

bilden. Später stellte sich heraus, daß es sich hierbei um einen Faziesbegriff handelt, da ähnliche Gesteine auch an der Basis anderer (emilianischer) Oberkreide-Alberese auftreten.

3.311 Vorkommen: Die größte Verbreitung im Untersuchungsgebiet hat die BS zwischen dem T.Lucola östlich Montecagno und dem T.Ozola bis hinauf nach Primaore. Hier befinden sich auch die besten Aufschlüsse. In kleineren Vorkommen zieht sie sich an der südlichen Verbreitungsgrenze des Orocco-Caio-Alberese vom M.Prampa über den T.Secchiello hinaus bis zum M.Penna entlang. Weitere kleine Vorkommen gibt es im N und NE des M.Penna, südlich Santonio (hier in einem Faltenkern) und östlich Villa-Sologno (hier wahrscheinlich von den Gipsen mit hochgeschleppt).

3.312 Lithologischer Charakter: Das lithologische Hauptelement bilden pelagische schwarze, violette, weinrote, bräunliche und olivgrüne, oft fettigglänzende, stark siltige, quarz- und glimmerreiche, sehr fein zerschernte, z.T. sogar feimbrekziöse, im Mikrobereich intensiv gefaltete Tonschiefer und tonige Mergel.

Als kompetentes Material finden sich in den Schiefern vor allem Kalke (teils pelagische, stark bis total verkieselte, teils schwere, manganhaltige, teils detritische, pyritreiche, fossilführende, teils stark sandige, albereseartige, glaukonithaltige Kalke), grobe, organogene, pyritreiche, polygene Kalkarenite, gradierte und laminierte Kalksandsteine und Sansteine (Turbidite und Laminite; sie weisen die BS als Flyschserie aus; lokal, besonders im Hangenden, können sie ausschließlich die kompetenten Gesteine darstellen und das Schiefermaterial weitgehend ersetzen; sie wurden dann als "Ostia-Sandstein" von der BS getrennt), albereseartige Kalke, Kalksandsteine, Sandsteine und Kalkarenite sowie fossilführende helle Kalkmergel. Sie stecken als einzelne verschieden große, eckige bis kantengerundete Brocken und Boudins, selten als durchgehende, bis zu 20 - 30 cm mächtige Bänke oder Linsen in den Schiefern.

Ganz besonders typisch für die BS ist der hohe Mangangehalt in Form von Manganoxiden (vgl. Kap. 2.1122 u. 2.2242). Ophiolithische Gesteine (überwiegend gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzien, seltener Diabase und Diabasbrekzien) sind ein weiteres Charakteristikum der BS (vgl. Kap. 2.1122 u. 2.2242).

Die Hangendpartien der BS enthalten oft bis zu einigen m³ große Schollen des darüberliegenden Orocco-Caio-Alberese, so besonders

im Gebiet östlich Montecagno, südlich des M.Torricella und westlich Novellano. Vermutlich ist der Alberese z.T. auf olisthostromatisch durchbewegten Buntschiefern abgelagert worden. Bei den nachfolgenden tektonischen Bewegungen (Gleitungen bzw. Überschiebungen) lösten sich einzelne Schollen der untersten Alberese-partien und wurden von den Schiefern eingehüllt; an sich ist der Kontakt zum Alberese stratigraphisch normal ausgebildet, jedoch sekundär meist leicht tektonisch überprägt (Abb. 58). Ein ähnliches Phänomen (Gesteine der KTS (organogene Kalkarenite und Kalke) in chaotischen Buntschiefern) ist auch im Liegenden der BS zu beobachten (E Montecagno; S M.Prampa u. M.Torricella; W Novellano) (lokal vollständige Assimilation der KTS durch die Buntschiefer während der Überschiebung der Liguriden II auf die Liguriden I) (vgl. Abb. 66).

3.313 Mikrofazies: Die fein- und mittelkörnigen, teils pelagischen, teils detritischen Kalke können als Biolutite, Biomikrite und Biosparite bzw. als Biointramikrite bis Biointrasparite bezeichnet werden (Schliff 33/65; s. auch Kap. 3.315). Von den sandigen, detritischen Kalken gibt es durch steigenden Sandgehalt alle Übergänge zu feinen Kalksandsteinen und Sandsteinen (feldspatische Grauwacken und Subgrauwacken; Schliffe 80/67 und 558/65).

3.314 Mächtigkeit: Eine maximale Mächtigkeit von ca. 200 - 250 m erreicht die BS im Gebiet südlich des M.Ravaneto und des M.Prampa - M.Torricella. Ca. 100 - 150 m stehen östlich Montecagno, nördlich des M. della Vignola und südlich des M.Penna an.

3.315 Fossilien und Alter: Die vereinzelt auftretenden hellgrauen, kalkigen Mergel sowie die hellen, feinen, z.T. sandigen Kalke und Mergelkalke lieferten eine gut erhaltene, reiche Foraminiferen-fauna:

Probe 643/65 (ca. 500 m SW des M.Penna) führt:
Radiolarien; Marssonella cf. oxycona (REUSS); Textularia sp.; Gyroidinoides sp.; uniseriale Formen vom Nodosaria-Typ; Heterohelix sp.; Globigerinelloides sp.; Planomalina buxtorfi (GANDOLFI); Globigerina cf. cretacea d'ORBIGNY; Praeglobotruncana cf. stephani (GANDOLFI); Rotalipora appenninica RENZ, Rotal. brotzeni (SIGAL), Rotal. cf. cushmani (MORROW); Übergangsformen von Hedbergella sp. zu Hastigerina sp.

Alter: unteres Cenoman (V r a c o n i e n); Alb ist durch das Fehlen von Ticinella sp. und durch das häufige Auftreten von Planomalina buxtorfi auszuschließen.

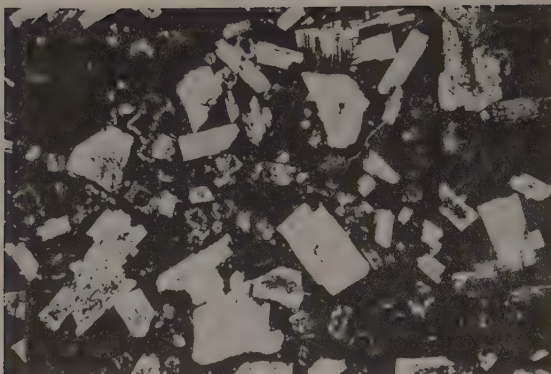


Abb. 56 Dünnschliff 85/67 (Andesit-Geröll aus dem konglomeratischen Petrignacola-Sandstein ca. 700 m SE der Kirche "Tapignola" westlich der Straße nach Villa Minozzo im Bach; hier als Vertreter des Niveau I nach LOESCHKE, 1965, in den Schieferen der Kalk-Ton-Serie).
gekreuzte Nicols Vergrößerung: 30 x
zonar gebaute und verwillingte Plagioklaseinsprenglinge (Albit und Oligoklas) stecken in einer hyalinen (glasierten) Grundmasse; der anorthitreiche Kern ist stark kaolinisiert, der albitreiche Kern ist frisch.

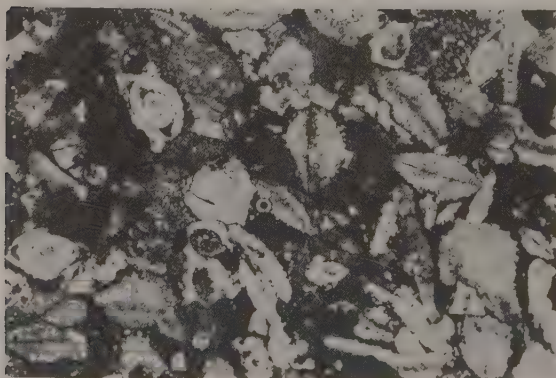


Abb. 57 Dünnschliff 464/65 (grobkörniger, organogener Kalkarenit (Fossilschuttbrekzie) des M.-Eozän; Olistholith aus Olisthostromvorläufern der ligurischen Kalk-Ton-Einheit in den emilianischen Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille ca. 700 m ESE Muschioso).
Vergrößerung: 25 x mit: Discocyclina sp.
Nummulites sp.
Assilina sp.
Echinodermen- und Algenreste



Abb. 58

Kontakt Buntschieferserie
(unten) - Orocco-Caio-
Alberese (oben) im Fosso
del Burione ca. 850 m
westlich Governara.



Abb. 59

Orocco-Caio-Alberese;
Steilwand am M. Penna
(1260 m).

3.32 Ostia-Sandstein (OsS)

Der Name "Ostia-Sandstein" wurde von REUTTER (1961) für eine Sand-Mergel-Folge im Taro-Tal (SAMES, 1960) eingeführt. SAMES (1961) und REUTTER & SAMES (1964) halten diese Sandsteine für eine nördliche sandige Fazies der Buntschiefer (vgl. Kap. 2.226).

3.321 Vorkommen: Die Vorkommen dieses Sandsteins sind lokal eng begrenzt: westlich der Costa di Sologno, E Piolo, E Montecagno ("Costa delle Olive"), im NW der Ortschaft Monte Orsaro, im S von Santonio, im N und NE des M.Penna. Eine größere Verbreitung hat er nur im S des M.Penna (besonders am topographischen Punkt 1144 m).

3.322 Lithologischer Charakter: Es herrschen zwei lithologische Typen vor:

- 1) eine dünnbankige Wechselfolge teils gradiert, teils laminierter, dunkler, feiner Sandsteine und Kalksandsteine (Turbidite, Laminite) mit siltig-sandigen, glimmerreichen, dunklen Mergeln und Tonschiefern mit Bankmächtigkeiten von maximal 40 cm, im Durchschnitt nur 10 - 20 cm (Sandsteinfazies; östlich Piolo, W der "Costa di Sologno", nordwestlich Monte Orsaro, südlich Santonio, südlich des M.Penna und östlich Deusi). Bemerkenswert ist eine stellenweise zu beobachtende horizontale wie vertikale Verzahnung mit der BS durch zunehmende Einschaltung bunter Schiefer und abnehmenden Sandsteinstraten (E Piolo, der Costa di Sologno und S Santonio) (Abb. 60).
- 2) eine äußerst dünnbankige, an "Alberese" erinnernde Wechsellagerung von laminierten, selten gradierten, feinen, dunklen Glimmersandsteinen und Kalksandsteinen, Glaukonitkalken und anderen albereseartigen, fein- bis mittelkörnigen, detritischen Kalken, Mergelkalken und seltenen feinen, pelagischen Kalken mit plattigen, sandig-siltigen, glimmerreichen, gewöhnlich dunklen Tonschiefern, Mergeln und Kalkmergeln (Alberesefazies; Lago Sondrio östlich Montecagno, südlich des M.Torricella, südlich des M.Penna und am topographischen Punkt 1146 m südwestlich Novellano; Abb. 61). Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 5 - 10 cm, max. werden 30 - 40 cm erreicht; oft sind die Straten nur fingerdick. Die Schiefer zwischenmittel können vereinzelt 2 m mächtig werden. Als Olistholithe der BS innerhalb dieser Serie können fossilführende cenomane, helle Kalkmergel angesehen werden (1 km SW Novellano).

Beide Lithotypen sind meist stark gefaltet.

3.323 Mikrofazies: Die Dünnschliffuntersuchung ergab eine Wechselfolge von Intramikriten - Intraspariten - feldspatischen Subgrauwacken und Grauwacken. Auffallend ist der hohe Gehalt an teils

elastischem, teils neugebildetem Dolomit (besonders in den Schriffen 18/65, 486/65, 609/65), Zirkon und Apatit.

3.324 Mächtigkeit: Ca. 1 km südwestlich Novellano (Punkt 1146 m) erreicht der OS seine maximale Mächtigkeit mit 90 - 100 m. Südlich Santonio sind es nur 20 - 25 m. Noch geringer sind die Beträge südlich des M.Torricella und südlich des M.Penna (15 - 20 m), südlich des M.Prampa, westlich der Costa di Sologno und östlich Deusi (10 - 15 m).

3.325 Fossilien und Alter: Während die Mergel und Schiefer sich als steril erwiesen, lieferten die Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine gelegentlich eine kümmerliche Fauna des Cenoman-Unterturon (Schriffe 485/65, 487/65, 609/65, 610/65, 91/67, 93/67):

Fossilschutt; Bryozoen- und Algenreste; Radiolarien; *Pithonella* sp.; *Ticinellen*; *Nodosarien*; *Rotaliiden*; *Heterohelliciden*; *Rotaliporen*; *Praeglobotruncanen*; *Globotruncana* cf. *renzi* GANDOLFI (U.-Turon).

Es sei hier noch einmal darauf hingewiesen, daß analoge Flyschsandsteine auch in der emilianischen Fazies auftreten (s. Kap. 2.113 u. 2.226).

3.33 Orocco-Caio-Alberese, Typ M.Prampa - M.Penna (OCA)

Wie in den Kap. 2.13 und 2.23 bereits angedeutet, wird die Bezeichnung "Alberese" hier nur als Faziesbegriff gebraucht.

Ähnlichkeiten in der lithologischen Ausbildung verführten ältere Autoren immer wieder dazu, verschieden alte Alberesetypen (Tertiär- und Kreidealberese) gleichen tektonischen Einheiten zuzuordnen.

Mit dem Namen "Oberkreide-Alberese, Typ M.Caio - M.Cervellino" trennten LOESCHKE (1965) und GOLDBERG (1965) die allochthonen ligurischen Alberese vom autochthonen bis parautochthonen Alberese des M.Antola (Prov. Genua). Der Begriff "Orocco-Caio-Alberese" wurde von REUTTER (1966) eingeführt.

Nach SAMES (1963) und LOESCHKE (1965) stellt der Alberese vom M.Caio - M.Cervellino eine nördliche Randfazies des echten ligurischen Antola-Alberese dar und soll zwischen diesem und dem echten emilianischen Kreide-Alberese vom Cassio-Typ vermitteln.

Im untersuchten Gebiet wurde der OCA von früheren Bearbeitern mit folgenden Namen belegt:

- AZZAROLI (1955): 'calcarei marnosi biancastri (calcarei ad Helminthoidea)' (= Alberese am M. Prampa und M. Penna; allochthones Eozän).
- NARDI & TONGIORGI (1962): 'flysch di M. Rocca' (O.-Kreide).
- NARDI (1965): 'flysch ad Elmintoidi dell'Alpesigola (flysch di M. Caio ?)'.
- BERTOLLI & NARDI (1966): 'flysch calcareo-marnoso ad Elmintoidi' (keine Unterscheidung zwischen Caio- und Cantiere-Flysch wie bei NARDI, 1965).
- FAZZINI (1966), LOSACCO et al. (1963), LOSACCO (1966): 'flysch calcareo di tipo Serramazzoni'; der Serramazzoni-Flysch wird von anderen Autoren (u.a. MONTANARO-GALLITELLI 1958, ZANZUCCHI, 1963) mit dem Cassio-Flysch gleichgestellt.

Von den genannten Autoren werden Cantiere- (bzw. Cassio-) und Caio-Alberese oft miteinander verwechselt, da für sie alle Alberese Typen ligurischen Ursprungs sind. Die Alberese-Olistholithe der emilianischen Olisthostromargille werden ebenfalls hierzu gerechnet. Nach BERTOLLI & NARDI (1966) gehören Cantiere- und Caio-Flysch der gleichen tektonischen Einheit an. Die Wiederholung derartiger Flysche in den Argille soll tektonischer Natur sein.

3.331 Vorkommen: Der Alberese zieht sich im Kartierungsgebiet als mächtige zusammenhängende Platte vom M. Penna im E bis zur Costa di Sologno im W hin und bedeckt ein Areal von etwa 32 km². Kleinere, isolierte Vorkommen finden sich im Gebiet zwischen Montecagno - Piolo - Primaore, sowie östlich Civago. Von hier setzt er sich in kleineren Aufschlüssen in das östliche Nachbargebiet bis zum M. Rocca fort, dem östlichsten Vorkommen nördlich der Hauptkette (REUTTER, 1966). Die nächsten westlichen Vorkommen befinden sich am Cerreto-Paß und im Enza-Tal (KRAMPE, 1964) und schließen an die große Platte des M. Caio - M. Cervellino an.

Der OCA bildet eine Reihe schöner Steilwände und Bergstürze, die auch die besten Aufschlüsse liefern, so z.B. die sehr markante Steilwand des M. Penna (Abb. 59) und die ca. 1,8 km lange und bis zu 250 m hohe, vom Secchiello-Tal bis zum M. Torricella reichende Wand.

Die Alberese-Areale heben sich durch ihren starken Waldbewuchs gut gegen die meist unbewaldete Argille-Umgebung ab.

Der OCA stellt das höchste Schichtglied der Orocco-Caio-Einheit dar.

3.332 Lithologischer Charakter: Das recht monotone Sedimentationsbild des OCA wird beherrscht von mächtigen Kalken und Kalkmergeln (hell angewitterte, im frischen Bruch dunkle, fein- bis mittelkörnige, meist harte, d.h. leicht kieselige, z.T. gestreifte, oft glaukonithaltige (dann grünliche), gradierte Kalke mit einem dünnen Kalksandstein- oder Kalkarenitband an der Basis). Bei den Interstraten handelt es sich um relativ geringmächtige, meist feinplattige, siltige, quarz- und glimmerreiche, dunkle Mergel und Tonschiefer. Folgende lithologische Sequenzen können auftreten:

- Kalksandstein (oder Kalkarenit, selten Sandstein) - Kalk - Mergelkalk (selten) - Kalkmergel - Mergel - Tonschiefer;
- Kalk- Kalkmergel - Mergel - Tonschiefer;
- Kalk - Mergel - Tonschiefer;
- Kalkmergel - Mergel - Tonschiefer;
- Kalksandstein (oder Sandstein) - Tonschiefer;
- Kalk - Tonschiefer. (Abb. 58, 62).

Die meist sehr deutliche Gradierung sowie die organischen und anorganischen Unterflächenstrukturen der Kalke, Kalkarenite, Kalksandsteine und Sandsteine weisen auf eine Entstehung aus turbulenten Suspensionsströmen ('turbidity currents') hin.

Bis zu 10 cm mächtige, gelblich angewitterte, feine, pelagische Kalke, die besonders im Hangenden zu finden sind, fallen aus dem Sedimentationsbild heraus. Ihre Bildung in der reinen Alberese-Fazies ist schwierig zu erklären (Perioden ruhiger Sedimentation infolge kurzzeitiger Unterbrechung der orogenetischen Aktivität ?).

Die Bankmächtigkeiten schwanken bei den Kalken und Kalksandsteinen zwischen 1,0 - 3,5 m, bei den Kalkmergeln und Mergeln zwischen 1,0 - 8,0 m.

Dieser monotone Sedimentationsrhythmus wird gelegentlich von 1 - 2 m, manchmal auch 5 - 10 m mächtigen Zonen unterbrochen, die aus feinen, dunklen, glimmerreichen, laminierten, z.T. stark bituminösen Kalksandsteinen bestehen, die in schwarze, siltige, quarz- und glimmerreiche, bituminöse Schiefer übergehen.

Der Alberese ist i.a. stark gefaltet (Abb. 70, 71) und durch eine starke Zerklüftung (besonders im Liegenden und in Faltenkernen) und durch eine intensive Verschuppung mit der Buntschiefer-

Profil aus dem Caio-Alberese am M. Penna (1260m)

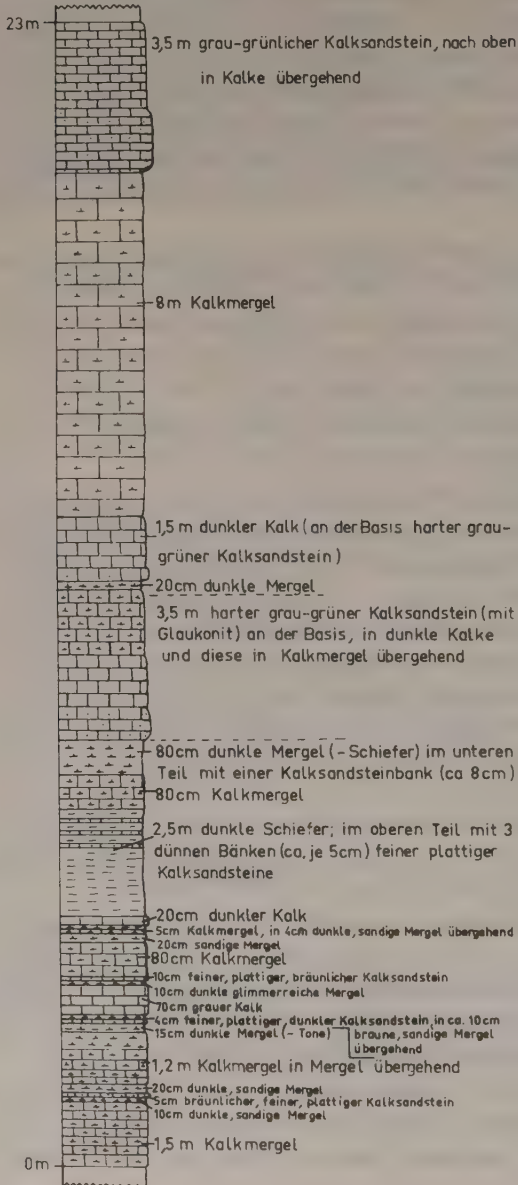


Abb. 62

serie (besonders an der Überschiebungsbahn der Liguriden II, in Faltenkernen, sowie in der Nähe der toskanischen Gipse) gekennzeichnet (s. Kap. D. 3.22).

3.333 Mikrofazies: Vom petrographischen Gesichtspunkt waren lediglich die Kalksandsteine, Kalkarenite und Sandsteine von besonderem Interesse.

Schliffe 619/65, 75/67, 296/67, 311/67, 93/68, 95/68 u. 96/68
Gestein: feldspatische (Schliff 75/67: lithische) Grauwacke bis Subgrauwacke mit Übergängen zu Intramikriten bis Intrasparriten (fein- bis mittelkörniger Kalksandstein) je nach Menge der Grundmasse.

Grundmasse: mengenmäßig etwa gleich dem Gehalt an klastischem Material; meist grober sparitischer Kalzit (? primär chemischer Basalzement oder durch diagenetische Sammelkristallisation aus kalkig-detritischer Matrix entstanden).

Mineralbestand: Quarz; meist mehr Kalifeldspat als Plagioklas; Quarz u. Feldspat mengenmäßig meist gleich; viel Muskowit, Biotit (häufig chloritisiert u. gebleicht, z.T. mit Maghemit u. Rutil); Chlorit (vereinzelt mit Erz u. Rutil, z.T. zu Pennin umgewandelt); Kalzit u. Dolomit (teils neugebildet und dann oft in Rhomboeder-Form, teils klastisch); akzessorisch treten auf: Glaukonit, Rutil, Apatit, Zirkon, ? Epidot, ? Hornblendereste, Erz (Pyrit, Limonit, Hämatit; teils in Schlierenform, teils konkretionär), Bitumen.

Gesteinsreste: ganz vereinzelt Mikritreste und stark kieselige Zonen (Hornsteinfetzen?); der Schliff 75/67 (lithische Subgrauwacke) enthält viel Hornstein, Kieselkalk, dunkle Mikrite, Biomikrite und Intramikrite.

Korngröße: im Durchschnitt 0,1 - 0,15 mm, max. 0,3 - 0,8 mm.

Gefüge: Glimmer, Erzschlieren, Feldspatleisten und längliche Quarzkörner sind leicht eingeregelt; schlecht sortiert, meist besser klassiert; Schliff 75/67: richtungslos körnig, unsortiert, unklassiert; parallel zur Lamination wechseln manchmal detritusarme (mikritische) mit detritusreichen (intramikritischen) Lagen ab.

3.334 Mächtigkeit: Maximal kann mit 800 - 1000 m gerechnet werden (Gebiet zwischen dem T.Secchiello und dem T.Lucola). Meist sind nur 600 - 800 m aufgeschlossen. Im Secchiello-Tal östlich des Poggio Arpiollo stehen nur ca. 350 m an (vgl. Prof. 4 bis 8).

Die von NARDI (1965) angegebene Mächtigkeit von "einigen 1000 m" im Secchiello-Tal ist sicher zu hoch. Offenbar wurde hier die starke Faltung des OCA in diesem Raum nicht berücksichtigt. BERTOLLI & NARDI (1966) und FAZZINI (1966) rechnen mit über 1000 m.

3.335 Fossilien und Alter: Typisch für derartige O.-Kreide-Flysch ist die Fossilarmut. Makrofossilien sind bis auf wenige Abdrücke und Schalenresten von Inoceramen und Ammoniten aus ähnlichen

Alberese-Typen in den westlichen Vorkommen nicht bekannt. Häufiger sind dagegen fossile Lebensspuren (u.a. Helminthoidea labyrinthica HEER; Chondriten) und Pflanzenhäkssel.

Mikrofaunen des Campan / Maastricht haben nur einige Dünnschliffe geliefert:

Schliffe 123/64, 70/65, 619/65, 375/66, 5/67, 73/67, 75/67, 79/67, 95/67, 296/67, 311/67 u. 46/68 führen u.a. Schwammnadeln (Schliffe 73/67 = "Spongit"), Heterohelix sp., Rotaliporen, kleine Globigerinen, Globigerinelloides sp., Rotaliiden, Praebulimina cf. laevis (BEISSEL), Globotruncana cf. helvetica BOLLI, Globotr. stuarti (DE LAPP.), Globotruncanen vom lapparenti-Typ, Orbitoides sp., Orbitoides medius d'ARCH., Siderolites sp., Sulcoperculina sp., Sulcoperc. cf. dickersoni (PALM.) var. vermunti (THIEADENS). Die Fauna ist zum großen Teil aus der U.-Kreide bzw. aus dem Zeitraum Alb/U.-Turon umgelagert (Buntschieferserie).

Die von GHELARDONI et al. (1966) beschriebenen eozänen Faunen von der Basis der "calcarei di Caio" stammen aus der unterlagernden Kalk-Ton-Serie. Von verschiedenen Autoren (u.a. GHELARDONI et al., 1966; LOESCHKE, 1965) wird ein paläozänes Alter der oberen Partien dieses Flysches vermutet. Dies wird um so wahrscheinlicher, als auch vergleichbare emilianische Flysche die Kreide/Tertiär-Grenze überschreiten (Kap. 2.1145; 2.1343, 2.231 u. 2.232/115).

4. Q U A R T Ä R

4.1 Pleistozän

Spuren einer Vereisung in Form von Grundmoränen und Moränenwällen sind in einer Höhenlage von 1100 - 1300 m im Becken von Civago und im Gebiet nördlich der Alpe di Vallestrina bis zur Ortschaft Monte Orsaro, weiter in 1000 - 1500 m Höhe im Gebiet zwischen dem M.Cisa und Piolo und vor allem im oberen Dolo- und Ozola-Tal, hier in einer Höhenlage von 1300 - 2100 m vorhanden. Der Apennin-Hauptkamm und der M.Cusna-M.Giovarello-Höhenzug sind glazial besonders stark überprägt, worauf schon die weich geformten, gerundeten Bergkuppen hinweisen (M.Bagioletto, M.la Piella, M.Ravino, M.Prato). Der Höhenrücken des Uccelliera - M.Modino, der ebenfalls eine Höhe von 1200 - 1400 m erreicht, zeigt demgegenüber nur wenige Anzeichen einer Vereisung (so z.B. die kleine Gletscherwanne des 'Lago Verde' nördlich des M.Modino). Die nördlichsten und tief-

sten Moränen findet man auf dem M.della Stetta (952 m) südlich Sologno (kantengerundete Brocken von Modino-Sandstein auf Orocco-Caio-Alberese; sie stellen vermutlich Relikte einer Grundmoräne dar).

Typische Gletscherwannen ('Kare'), in denen oft noch jüngerer Gehängeschutt liegt, finden sich südlich des M.Cusna ('Lago di Cusna', 1800 m), nördlich des M.la Piella (ca. 1850 m) sowie in den Quellgebieten des Torr. Ozola (westlich Lama Lite, ca. 1750 m) und des Rio Torlo und Rio Sasso Fratto (1750 - 1800 m). Einige kleinere gibt es an den S-Hängen des M.Ravino und der Alpe di Vallestrina. Die Oberläufe des Torr. Ozola und des Torr. Dolo sind als charakteristische U-Täler ausgebildet.

Die Geschiebe (Modino-Sandstein, Macigno) sind nur wenig gerundet (kantengerundet), da ihr Transportweg relativ kurz gewesen ist. Sie stecken in einem bräunlich-gelblichen Geschiebelehm. Die Erosion hat die Geschiebe oft freigelegt; zusammen mit rezentem Hangschutt sind sie in tiefere Zonen gewandert.

Ein anderes rezentes Phänomen läßt sich im Gebiet zwischen dem M.Beccara und der Ortschaft Monte Orsaro sowie zwischen dem M.Cisa und Piolo gut beobachten: Die Moränen liegen hier ausschließlich auf Olisthostromargille. Durch deren Neigung zu Hangrutschungen (s. Kap. 4.23) sind die Moränen zusammen mit rezentem Hangschutt auf den hangabwärts gleitenden Tonschiefern bis auf 800 m herab (Riparatonda) verfrachtet worden.

Die NW-SE streichenden Bergzüge schottern sehr stark nach N und S; daher ist hier die Abgrenzung zwischen Moränen und rezentem Hangschutt äußerst schwierig, da beide aus dem gleichen Material bestehen und auch der geringe Rundungsgrad der Blöcke kein sicheres Indiz für eine Moräne darstellt. Nach LOSACCO (1949) und v. KLEBELSBERG (1948) sind die Moränen der letzten Vereisung (Würm - Eiszeit) zuzuordnen, wobei die Vereisungs- bzw. Schneegrenze bei 1400 m gelegen haben soll.

4.2 Holozän

4.21 Flußschotter und Flußterrassen

Die größten Flüsse, wie die Secchia, der Dolo, der Dragone, der Ozola, der Secchiello und der Cervarolo, führen relativ mächtige Schotter, da sie auf ihrem Lauf großen Schuttbildnern begegnen (Macigno, Cerreto-, Modino-, Cervarola- und Ranzano-Sandstein;

Orocco-Caio-, Cassio- und Cantiere-Alberese) bzw. deren Schutt ihnen von kleinen Nebenflüssen zugeführt wird. Die einzelnen Brocken können dabei eine Größe von einigen m³ erreichen. Der zwischen den losen großen Geröllen verbleibende Raum ist mit kleinen Geröllen, Kieseln und Sand ausgefüllt. Der Rundungsgrad ist äußerst verschieden, bedingt durch den verschiedenen langen Transportweg und der unterschiedlichen Härte des Materials. Bis zu 15 m über dem Flußniveau liegende Schotter müssen noch keine durch Hebung über das Flußniveau gelangte Terrassen bedeuten; sie können durch Stauungen der Flüsse bei Hochwasser randlich abgelagert worden sein.

Echte Flußterrassen sind dagegen deutlicher Hinweis auf die sehr junge und noch anhaltende Hebung des Gebirges. Junge Terrassen können vor allem im Secchia-Tal (zwei, selten drei übereinanderliegende Terrassen) sowie im Ozola- und Dragone-Tal (eine, selten zwei Terrassen) beobachtet werden.

Ältere Terrassen finden sich im Sechiello-Tal westlich Gvernara. Hier stecken 80 - 100 m über dem heutigen Flußniveau gerundete Brocken von Modino-Sandstein im Schutt des Orocco-Caio-Alberese. Im Cervarolo-Tal besteht die ca. 100 m über dem Flußniveau in Suviana-Mergeln liegende Terrasse aus kantengerundeten hellen, feinen Kalken und gerundeten Sandsteinen vom Modino-Typ.

4.22 Bergstürze

Große, durch Bergstürze hervorgerufene Blockfelder können prinzipiell nur in den mächtigen, vorwiegend aus kompetentem Material bestehenden Gesteinsserien entstehen, die zur Bildung von Steilwänden neigen (Macigno, Cerreto-, Modino-, Cervarola-, Frassinoro- und Bismantova-Sandstein; Orocco-Caio-Alberese, sandiger Teil des Cantiere-Alberese, Diabasbrekzien und Pillow-Laven des Poggio Bianco Dragone). Besonders charakteristisch ist das Auftreten der Bergstürze vor großen Steilwänden. Die Ursachen für die Steilwandbildungen sind in der Anlage postorogenetischer Dehnungsstörungen zusammen mit einem ausgeprägten Erosionsrelief zu sehen. Dabei können sich stark gestörte Gesteinspartien ablösen. Weiterhin können flachgeneigte kompetente Schichtpakete auf inkompetenten Zwischenlagen (Tonschiefer und Mergel) besonders nach starken Regenfällen nach Art von Franen (s. Kap. 4.23) hangabwärts gleiten und große Blockfelder bilden (z.B. W-Hang des M.Cisa).

Die meist saigere Lagerung des Cervarola-Sandsteins nördlich Livago hat stellenweise zum Umknicken bis zu 50 m mächtiger Gesteinspakete geführt (sog. "H a k e n w e r f e n"), ohne daß jedoch der Schichtverband völlig zerstört wurde und es daher nicht zur Bildung von Bergstürzen kam.

Ein besonderes Phänomen sind weiterhin die Bergstürze in den Hipsen des Secchia-Tales. Sie sind auf eine innere chemische Auflösung des Gipses hinter einer intakten, dünnen äußeren Schale und nachfolgendem Einsturz ganzer Wände über solchen Höhlen zurückzuführen.

4.23 Bergschlipfe ('Frane')

Eine auffällige Erscheinung im Landschaftsbild des emilianischen Apennins sind die Fränen. Sie sind an die weit verbreiteten Tonschiefererien (Cantiere-, Cassio- u. Modino-Basisargille, Olisthostromargille und Buntschiefer der Emilianiden und Liguriden, Antognola-Mergel) sowie in weitaus geringerem Maße an den durch ihren hohen Gehalt an inkompetentem Material (Tone, Mergel) ausgezeichneten Cassio-Alberese, den kalkigen Teil des Cantiere-Alberese und an die mergelreichen Partien des Ranzano-Sandsteins gebunden. Prädestiniert für die Bildung von Bergschlipfen sind diese Gesteine durch das Vorherrschen von quellfähigen Tonmineralien (Montmorillonite, Illite, Hydroglimmer). Nach starken Regenfällen und während der Schneeschmelze - also bevorzugt im Frühjahr - können sich große Teile dieser Serien gletscher-artig in einigen Meter breiten und bis zu 4 km langen Zonen hangabwärts bewegen. Die quellfähigen Tonmineralien der oberflächennahen Niveaus nehmen dabei Wasser auf; diese Zonen beginnen auf den nicht wasserdurchtränkten tieferen Gesteinsschichten zu gleiten. Randlich werden die Fränen von Bächen eingesäumt, durch deren Verbauung man das weitere Abgleiten verhindern will. Die Rutschungsbeträge bzw. die Fließgeschwindigkeit sind i.a. nicht sehr groß. Da die Bewegungen jedoch bis zur völligen Austrocknung der Tonschiefer fortgesetzt anhalten, werden dadurch Straßen, gelegentlich sogar ganze Ortschaften (wie z.B. Morra nördlich Toano und Boccassuolo östlich des Dragone-Tales) zerstört sowie Acker- und Weideland unbrauchbar gemacht. Ausgetrocknete rezente Fränen können in ihrem Aussehen den Olisthostromargille verblüffend ähnlich sehen. Damit ist ein Hinweis auf eine mögliche Bil-

dung der fossilen Olisthostromargille unter subaerischen Bedingungen gegeben.

Die vor etwa 20 Jahren entstandene große Frana, die vom E-Hang des M.Modino bis in das Dragone-Tal hinabzieht mit einer Gesamtlänge von ca. 3,5 km, hat den Torr. Dragone vor dem kleinen Canyon in den Diabasbrekzien des Poggio Medole und des Poggio Bianco Dragone zu einem kleinen See aufgestaut. Hier haben sich in der Zwischenzeit bläuliche Seetone abgelagert, die der Beobachtung zugänglich sind, da der See periodisch durch niedrige Wasserführung des Dragone austrocknet.

5. Vergleich der Faziesentwicklung und stratigraphische

Zusammenfassung

Für einen Faziesvergleich werden die Gesteine der toskanischen Serie (Toskaniden II) erst von der Jura/Kreide-Grenze ab interessant, da die ältesten, bisher sicher nachgewiesenen Gesteine des emilianischen und ligurischen Faziesraumes (abgesehen von obertriassischen Serien in der Antola-Einheit) diesem Grenzbereich angehören. Die Sedimentationsbedingungen müssen zu diesem Zeitpunkt im ganzen Nordapennin sehr ähnlich gewesen sein, so daß sich über den gesamten Raum eine mehr oder weniger uniforme *Leptogeosynklinal*e (TRUEMPY, 1960) ausbreiten konnte. Einheitlich sind Radiolarit und Maiolica als hochmarine Sedimente eines ruhigen und (?) tiefen Meeres über den Nordapennin verteilt. Die einzelnen Sedimentationströge waren noch nicht völlig voneinander getrennt. Erste Differenzierungen deuten aber bereits die spätere unterschiedliche Entwicklung der Faziesräume an. So kündigt ein initialer basischer Vulkanismus (vertreten durch Diabase, Diabasagglomerate, Pillowlaven, Spillite, Gabbros, Ophikalzite und Serpentinite, die mit den Radiolariten und der Maiolica der späteren ligurischen und emilianischen Fazies stratigraphisch verbunden sind) als Folge einer *präorogenen Dehnung* eine baldige, sehr schnelle *Einsenkung* dieser Geosynklinalteile und die Entwicklung zu einer *Eugeosynklinal*e an. Das Eugeosynklinalstadium findet seinen Abschluß in einer mächtigen *Flysch*-

s e d i m e n t a t i o n. Die Radiolarite und Maiolica der toskanischen Fazies sind dagegen frei von basischen Extrusiva, der Charakter einer Leptogeosynklinale bleibt hier noch längere Zeit erhalten.

Der Ligurische und Emilianische Trog zeigen bis zur Kreide/Tertiär-Grenze eine u n i f o r m e Entwicklung. Von der Unterkreide an sind beide Tröge deutlich von dem als 'toskanisch' bezeichneten Zentralteil der Geosynklinale durch submarine Schwellen, Inselgirlanden oder mittels eines großen Systems von Dehnungsstörungen getrennt. Mit dem Beginn des Neokom setzt sich in ihnen eine eugeosynklinale Fazies durch (dunkle Tonschiefer; 'argille scagliose', AS₁, AS₂ und AS₃ in der ligurischen Fazies; Modino-, Cantiere- und Cassio-Basisargille in der emilianischen Fazies) mit einem noch intensiven basischen Ophiolith-Vulkanismus und ersten, aber noch sehr spärlichen Flyschanklängen (gradierte Kalksandsteine und Kalkarenite in ihren hangenden Teilen). Der eugeosynklinale Charakter bleibt auch noch bis in das Cenoman-Turon erhalten (ligurische und emilianische Buntschiefer mit Ophiolithen, wobei aber der Flyschcharakter schnell zunimmt und lokal sogar ausschließlich vorherrscht (fazielle Vertreter der Buntschiefer: Ostia-Sandstein in den Liguriden; Ostia-Sandstein, Frassinoro-Sandstein, Alberese von Romanoro in den Emilianiden). Etwa vom Turon/Coniac ab wird im Ligurikum und Emilianikum ein mächtiger Kalk-Mergel-Flysch ("Alberese") sedimentiert; die eugeosynklinale Fazies ist jetzt völlig von der Flyschfazies verdrängt. Hierbei weicht der Modino-Alberese infolge seiner Dünnbankigkeit und geringen Mächtigkeit (Auskeilen des Alberese wegen der Nähe einer Schwellenzone ?) von den anderen Alberesetypen deutlich ab. Diese Verhältnisse dauern etwa bis in das untere Paläozän an. Von da ab treten zwischen ligurischer und emilianischer Fazies gewisse Unterschiede auf.

Der toskanische Raum ist von der Unterkreide (Apt/Alb) an durch eine mächtige pelagische Pelitserie (Scaglia rossa) charakterisiert. Sie vermittelt zwar den Eindruck einer ruhigen, ungestörten Sedimentation, weist aber andererseits durch Schichtlücken, Aufarbeitungsbrekzien (besonders im Cenoman; GÜNTHER & REUTTER, 1966), eingeschaltete Kalkarenite und Sandsteine (Rovaggio-Mergel; Serie vom Molino del Rosto) auf ein unregelmäßiges, durch Dehnungstektonik verursachtes submarines Relief und auf eine be-

ginnende Flyschentwicklung hin. Besonders im oberen Teil der Scaglia rossa schalten sich immer häufiger gradierte, organogene Kalkarenite, Kalksandsteine, Nummulitenbrekzien und Sandsteine als Flyschvorläufer ein, die sich noch in den Rovaggio-Mergeln verstärken (O.-Eozän - M.-Oligozän). Diese Mergel stellen ein Bindeglied zwischen den Sedimenten der Leptogeosynklinale und denen des Flyschtroges dar; denn mit dem mittleren Oligozän ändert sich das paläogeographische Bild der toskanischen Leptogeosynklinale vollständig (s.u.).

Das Alttertiär der Liguriden und der Emilianiden weicht stark voneinander ab. Ebenso bestehen deutliche Unterschiede zu den Toskaniden. In den Liguriden wird dieser Zeitraum durch die verschiedenen Schichtglieder der Kalk-Ton-Einheit (O.-Paläozän - Oligozän) vertreten. Diese Abfolge besteht aus einer teils flyschartigen, teils pelagischen Pelitserie (Kalk-Ton-Serie) im Liegenden mit eingeschalteten gradierten Kalken, Kalksandsteinen, Kalkareniten, Nummulitenbrekzien und Sandsteinen; sie wird überlagert von drei reinen Flyschserien (Kalke vom Gropo del Vescovo = Tertiär-Alberese; Ponte Bratica-Sandstein; Petrignacola-Sandstein), wobei sich der Flyschcharakter vom Liegenden zum Hangenden verstärkt. Eine direkte primäre, d.h. autochthone Überlagerung der kretazischen Liguriden II durch die tertiären Liguriden I (Kalk-Ton-Einheit) ist bisher noch nicht nachgewiesen. Vermutlich standen die Sedimente der Liguriden I, abgelagert im externsten Teil der ligurischen Teil-Geosynklinale, über dem sog. "Dosso-Alberese" mit den Gesteinen der Liguriden II, die einem internen Bereich angehören, in Verbindung (REUTTER, 1968). Von BALDACCI, ELTER et al. (1967) u.a. wird die Kalk-Ton-Einheit als "subligurisch" bezeichnet.

Die Emilianiden zeichnen sich im gleichen Zeitraum (Paläozän - Oligozän) durch eine deutliche Faziesdifferenzierung aus, so daß die Existenz zweier emilianischer, parallel angeordneter Teiltröge angenommen wird. Während des Zeitraumes U.-Kreide bis U.-Paläozän hat hier allerdings ein mehr oder weniger einheitlicher Sedimentationsraum bestanden. Im Teiltrogtrog der Modino-Cervarola-Einheit folgt über dem Kalk-Mergel-Flysch der O.-Kreide eine flyschartige Pelitserie (Fiumalbo-Schiefer = Paläozän/Eozän) mit sedimentären Ophiolithbrekzien und Flysch-Grauwacken. Diese Brekzien sind, falls keine Umlagerungen

phänomene vorliegen, als Zeugen eines eozänen Ophiolith-Vulkanismus' im Nordapennin zu deuten.

Eine auffällige Erscheinung ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß im Zeitraum Paläozän/Eozän in allen Faziesräumen des Nordapennin heterope rote und blaugrüne Pelite (Tonschiefer) vorherrschen (Scaglia rossa; Kalk-Ton-Serie z.T.; Fiumalbo-Schiefer; Piano-Mergel). Sie zeichnen sich durch einen hohen Kieselsäuregehalt und Radiolarienreichtum aus. Die Kieselsäure kann möglicherweise durch einen überregionalen submarinen Vulkanismus geliefert worden sein, bei ähnlichen Sedimentationsbedingungen in allen Ablagerungströgen. Ophiolithisches Material in Form von sedimentären Brekzien ist aber nur in den Fiumalbo-Schiefern der Modino-Cervarola-Einheit nachzuweisen.

Ob zwischen Fiumalbo-Schiefern und Modino-Alberese eine Schichtlücke besteht, konnte nicht entschieden werden. Eine solche liegt zwischen den Piano-Mergeln und dem Cantiere- bzw. Cassio-Alberese der Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit vor. Wahrscheinlich besteht zwischen den Liguriden I und ihrer fraglichen Basis (?Pietraforte der Toskana) keine Schichtlücke. Nach oben gehen die emilianischen Schiefer mit Kalken und Mergeln sedimentär in die Marmoreto-Mergel über, die typischen Flyschcharakter haben. Diese Mergel (O.-Eozän - M.-Oligozän) stellen bis zum U.-Miozän die Normal sedimentation dar, die viermal von mächtigen Turbiditserien (Grauwackenflysche: Modino-, Pievepelago-, Cervarola- und Suviana-Sandstein) und dreimal von noch mächtigeren Olisthostromserien (Modino-, Pievepelago- und Marmoreto-Vidiciatico-Olisthostromargille) unterbrochen wird. Ähnliches gilt jetzt auch für den toskanischen Raum. Während in der Reihe zwischen der ligurischen und der emilianischen Fazies weitgehende Analogien bestanden, so fallen im Tertiär - und vor allem im Eozän an - die großen Ähnlichkeiten zwischen der toskanischen und der emilianischen Fazies (Modino-Cervarola-Einheit) auf. So wird im Eozän die bis dahin weitgehend pelagische, nur gelegentlich mit Flyschmerkmalen ausgestattete Scaglia rossa durch eine Flysch-Mergelserie abgelöst (Rovaggio- und Ponteccio-Mergel), die mit den Marmoreto-Mergeln vergleichbar ist und die wie in der Modino-Cervarola-Einheit die Normalsedimentation bis zum U.-Miozän repräsentiert (GÜNTHER, 1966). Sie wird hier nur einmal von einer jedoch weitaus mächtigeren Turbiditserie unterbrochen (Macigno, Cervarola-Sandstein). Es bildet sich ein stark absinkender Flyschrog aus, der die bis zu 2000 m mächtigen Grauwacken des Macigno

aufnimmt. Olisthostrome schalten sich hier nur im Hangenden ein in Form von Olisthostromvorläufern der von SW ankommenden ersten ligurischen Gleitdecke (Kalk-Ton-Einheit, Liguriden I). In geringerem Maße sind daran auch Olisthostrome beteiligt, die ausschließlich Material der emilianischen Modino-Basisserien führen (GÜNTHER, 1966; GÜNTHER & RENTZ, 1968) und offenbar aus NE in das Toskanikum verfrachtet wurden (vgl. Kap. 6).

Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist das Auftreten von Konglomeraten in den Grauwackenflyschen, die im Cerreto-, Cervarola- und Suviana-Sandstein besonders deutlich ausgeprägt sind. Sie sind der sichere Beweis für die Existenz von Kristallinschwellen oder Inselgirlanden zwischen dem toskanischen und emilianischen Faziesraum einerseits und den beiden emilianischen Teiltrögen andererseits. Ebenso zeugen sie von einem starken Relief des Macigno- und des Modino-Cervarola-Beckens. Sicher haben keine einheitlichen und durchgehenden Flyschtröge bestanden. Die Geosynklinale war vielmehr in viele kleine Einzeltröge aufgeteilt, die durch intrageosynklinale Schwellenzonen getrennt waren. Jeder dieser Einzeltröge hat seine eigene spezifische Entwicklungsgeschichte durchgemacht. Gleichartige Schuttlieferanten und analoge Sedimentationsbedingungen haben in den verschiedenen Einzeltrögen zeitweise ähnliche Sedimente entstehen lassen, eine bei Flyschserien sehr häufige Erscheinung.

Die Schwellen haben vom M.- bis O.-Oligozän an bis zum U.-Miozän (z.T. schon von der U.-Kreide ab) ihr Material in die einzelnen benachbarten Sedimentationsbecken geliefert. Die regionale Verbreitung der Konglomerate sowie ihr Auftreten innerhalb der verschiedenen Serien ist sehr unregelmäßig.

Wahrscheinlich fungierten die erwähnten Kristallinschwellen zusammen mit dem schon gefalteten und isostatisch aufsteigenden Rückland (WUNDERLICH, 1966: "orogene Welle") als Seimentspender der tertiären Flyschtröge. Mit dem U.- bzw. M.-Miozän ist die Sedimentation in der Modino-Cervarola-Einheit und in der toskanischen Fazies beendet.

Ein völlig anderes Bild bietet das Eozän und Oligo-Miozän der Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit. Die Flyschsedimentation endet hier - anders als in der Modino-Cervarola-Einheit und in der toskanischen und ligurischen Fazies - bereits im Paläozän. Anschließend wird das Sedimentpaket gefaltet und gehoben (U.- bis

M.-Eozän). Diskordant über den gefalteten Unterbau, jedoch ohne Transgressionsphänomene setzt im M.-Eozän eine hochmarine, pelitische Sedimentation ein (Mergel und Schiefertone: Piano-Mergel). Sie bildet die Basis des "Innerapenninen Tongriano-Komplexes", der als *M o l a s s e* des bereits gefalteten Gebirges aufzufassen ist. Die Piano-Mergel zeigen aber, wie auch das eigentliche 'Tongriano' darüber (Ranzano-Sandstein), noch typische Flyschmerkmale (turbiditische Sandsteine und Kalksandsteine), die lokal sogar vorherrschen können. Die Ablagerung erfolgte in einem Becken mit sehr unregelmäßigem Relief; so sind Slumping-Erscheinungen und Olisthostrome häufig. Teils sank das Becken auf die für die Bildung von Trübströmen erforderliche Tiefe (mittlerer und oberer Teil des Ranzano-Sandsteins; sandiger Teil des Bismantova-Sandsteins) ab, teils blieb die bathymetrische Tiefe so gering, daß nur grobklastisches Material in unregelmäßiger und ungerichteter Verteilung geschüttet (echte Molasse; unterer Teil des Ranzano-Sandsteins; Molasse-Fazies des Bismantova-Sandsteins) bzw. Kalkarenite in einer rein neritischen, klastischen Fazies abgelagert wurden (kalkiger Teil des Bismantova-Sandsteins). Danach kam es wiederum zur Ablagerung rein pelagischer Sedimente in einem tieferen Wasser mit nur gelegentlichen turbiditischen Einlagerungen (Antognola-Mergel). Der stetige Wechsel der Beckentiefe ist verantwortlich für den *Ü b e r g a n g s - C h a r a k t e r* dieses Komplexes zwischen Flysch und Molasse, verbunden mit einem raschen *F a z i e s w e c h s e l* senkrecht und parallel zur Trogachse sowie starken Mächtigkeitsschwankungen.

Damit ist auch hier die Sedimentation beendet. Am Apennin-Nordrand geht sie lückenlos in das Plio-Pleistozän der Poebene über mit Sedimenten aus dem marinen, brackischen und limnischen Milieu. Diese Bildungen stellen die Molasse zum heute fertig gefalteten und isostatisch aufsteigenden Apennin dar.

6. Herkunft und Ausgangsmaterial der emilianischen Olisthostrome

Olisthostrome sind als *R e s e d i m e n t e* die Resultate tektonischer Bewegungen, die ein ausgeprägtes submarines Relief schufen. Daher sind sie als *s y n p a r o x y s m a l e* Sedimente zu betrachten (REUTTER, 1965). Sie treten besonders zu

Zeiten starker tektonischer Aktivität auf (Cenoman, Eozän, O.-Oligozän - U.-Miozän). Ihre Größe und Transportweite hängt dabei in überwiegendem Maße von der Intensität der auslösenden tektonischen Bewegungen ab. So hat die im Vergleich zu den intensiven oligo-miozänen Bewegungen relativ schwache tektonische Unruhe im Cenoman auch nur, hinsichtlich ihrer vertikalen und horizontalen Ausdehnung, verhältnismäßig kleine Olisthostrome entstehen lassen (Modino- u. Cantiere-Basisargille und -Buntschiefer). Z.T. hängt die Schlammstrombildung im Cenoman auch mit dem Aufdringen der Ophiolithe zusammen - was ebenfalls als ein Zeichen orogener Aktivität angesehen werden kann. Das Eozän, im Nordapennin ebenso eine Periode orogener Bewegungen, die sich in der Bildung polygener Brekzien, Konglomerate und ophiolithischen Materials manifestieren, zeichnet sich gleichfalls durch Schlammstrom-Erscheinungen aus (Fiumalbo-Schiefer - Marmoreto-Mergel; in gewisser Hinsicht auch die Piano-Mergel).

Auffallend ist die Häufung der Olisthostrome im O.-Oligozän (Pievepelago-Formation) und im U.- bis M.-Miozän mit einem absoluten Höhepunkt im "Aquitain" und "Burdigal" (Sestola-Vidiciatico-Serie). Hierin spiegelt sich die sich bis in das "Burdigal" hinein steigende tektonische Aktivität wieder, die im Helvet/Torton schließlich in der Faltung der Emilianiden und in der Ankunft großer, vor allem ligurischer Gleitdecken ihren Höhepunkt findet. Es ist kennzeichnend, daß die größten Olisthostrome zusammen mit anderen Gleiterscheinungen unmittelbar vor der Ankunft großer Gleitdecken auftreten.

Als Ausgangsmaterial sind ausschließlich eugeosynklinale Pelitserien mit einem wechselnden Anteil flyschartiger Gesteine beteiligt (Modino- und Cantiere-Basisargille und -Buntschiefer: Tonschiefer mit ophiolithischem Material, gradierten Kalkareniten, Kalksandsteinen, Sandsteinen und albereseartigen Partien; Fiumalbo-Schiefer mit sedimentären Ophiolithbrekzien).

Das im Laufe des O.-Oligozän im Sedimentationsraum der Modino-Cervarola-Einheit entstandene steile submarine Relief verursachte die Bildung noch größerer Schlammströme. Hierbei wurden tiefere Resedimente dieser Einheit (cenomane und eozäne Olisthostrome) durch Heraushebung von den neuen, jüngeren Schlammströmen erfaßt und nochmals umgelagert (Pievepelago-Olisthostromargille mit Anteilen der cenomanen Olisthostrome und der Modino-Olisthostrom-

argille). Dieser Vorgang wiederholt sich durch abermalige Exposition der Modino-Basisserien und der Pievepelago-Formation in noch viel stärkerem Maße im U.-Miozän (Bildung der Sestola-Vidiatico-Olisthostromargille). Normalsedimente und Turbiditserien wurden dabei mitgerissen und stecken jetzt als Olistholithe in den jüngeren Olisthostromen. Das Ausgangsmaterial kann also u.U. bis zu viermal umgelagert worden sein.

Die italienischen Autoren (ABBATE & BORTOLOTTI, 1962; NARDI, 1964 u. 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; BALDACCII & ELTER, 1967) betrachten diese Olisthostrome als Teile a l l o c h t o n e r l i g u r i s c h e r S c h u b m a s s e n. Von der Front der sich über die Toskaniden nach NE bewegendes ligurischen Gleitdecke hätten sich dabei im (?) U.-Miozän, frühestens aber vom obersten Oligozän ab Gesteinspartien gelöst, die unter Bildung von Schlammströmen in das Sedimentationsbecken des Macigno gelangten und jetzt als Olisthostrome in den Dachmergeln bzw. in den obersten Partien des Macigno liegen. Die paläontologischen und lithofaziellen Untersuchungen haben aber ergeben, daß es sich hier um umgelagerte e o z ä n e Serien handelt, die der ligurischen Kalkon-Einheit, der ersten ligurischen Gleitdecke vorausseilten (IBBEKEN, 1964; GÜNTHER, 1966; GÜNTHER & RENTZ, 1968). Die Olisthostrome der Modino-Cervarola-Einheit, die sich ebenfalls im Dach des toskanischen Macignos einschalten, enthalten dagegen wesentlich heterogeneres Material eines viel größeren Zeitraumes (N e o o m b i s O . - O l i g o z ä n / U . - M i o z ä n). Entscheidend ist jedoch, daß sich die älteren Olisthostrome der Modino-Cervarola-Einheit (Modino-Basisargille und -Buntschiefer; Fiumalboschiefer-Marmoreto-Mergel) aufgrund der eingeschlossenen Mikrofaunen als wesentlich älter als die ligurische Deckenbewegung erweisen (Cenoman; Eozän - Oligozän). Die Olisthostrome dieser Einheit können daher niemals als Abkömmlinge der vorrückenden ligurischen Gleitdecken angesehen werden. Vielmehr muß ihr Bildungsart in b e n a c h b a r t e n S c h w e l l e n z o n e n gesucht werden, so vor allem im SW, z.T. wohl auch im NE des heutigen Verbreitungsgebietes. Hier kommt besonders der hypothetische Schwellengürtel bzw. die Inselgirlande in Betracht, die den toskanischen vom emilianischen Faziesraum trennte. Die Olisthostrome können aber zu einem geringen Teil auch von einer kleinen Schwelle im NE gekommen sein, die das emilianische Sedimentationsbecken in

zwei Teiltröge gliederte (Modino-Cervarola-Einheit und Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit). Gestützt wird diese Vorstellung durch die Tatsache, daß durch die periodische Hebung randlicher Teile der Modino-Cervarola-Einheit tiefere Schichtglieder in Form von Schlammströmen in höhere Serien umgelagert wurden. Die weit-aus meisten und größten Olisthostrome glitten von der Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum nach NE ab. Nur ein im Vergleich dazu geringer Prozentsatz gelangte nach SW in das Sedimentationsbecken des Macigno (GÜNTHER, 1966; GÜNTHER & RENTZ, 1968; REUTTER, 1969), als deren südlichste Verbreitungsgrenze das Serchio-Tal zu nennen ist. Offenbar sind hier die Olisthostrome in sehr langen, schmalen, canyonartigen, submarinen Rinnen dem Gefälle folgend abgeglitten. Die Tatsache, daß relativ wenig Schlammströme mit umgelagerten Modino-Basisserien nach SW gelangten, kann vielleicht damit erklärt werden, daß in der Schwellenregion an der Grenze Oligozän/Miozän die tieferen Schichtglieder der Modino-Cervarola-Einheit zum überwiegenden Teil nur an der NE-Flanke der Schwelle exponiert wurden und Olisthostrome mit derartigem Material folglich nur nach NE abgleiten konnten. An der SW-Flanke fehlten meist die material-liefernden pelitreichen Serien; hier stand ja nur der für Schlammstrombildungen ungeeignete Macigno mit seinen Dachmergeln und der Scaglia rossa im Liegenden zur Verfügung. Möglicherweise reichte die Reliefenergie zur Verfrachtung umfangreicher Olisthostrome nicht aus.

Daß auch von einer weiter im NE gelegenen Schwellenzone randliche Teile der Modino-Cervarola-Einheit in Form von Olisthostromen nach SW verfrachtet wurden, bezeugen die Olistholithe von Suviana-Sandstein und -Mergeln in den höheren Olisthostromargille (vgl. auch HEYMANN, 1968).

Die Olisthostrombildungen in den ebenfalls z.T. pelitreichen Serien des 'Innerapenninen Tongriano' (SCHULZE, 1965; IBBEKEN, 1969) sind auf das stark ausgeprägte postorogene Relief des Untergrundes zurückzuführen. Unmittelbare tektonische Ursachen (Bodenunruhe während der Sedimentation) treten hier allerdings weitgehend zurück.

Figure 15 RELATIONSHIP OF THE ZONES GIVEN IN THIS WORK TO THOSE GIVEN BY H.M. Ball, IN 1957 AND 1966, ALSO THOSE GIVEN BY W.H. Blow IN 1959 (see also Figures 16 and 17)

ZONES PROPOSED (NAT. STRAT. NO. NUMBER)	EMENDED THIS WORK FORMAL TAXON NAMES	H.M. Ball, 1957 (U.S. Nat. Mus. Bull. 215) TRINIDAD	W.H. Blow, 1959 (Bull. Amer. Pal. 39, No. 176) VENEZUELA	H.M. Ball, 1966 (Bol. Inform. Int. Assoc. Venez. de Geol. Min. y Pet.)
ZONE N 14	<i>Globigerina nepenthes</i> / <i>Globarotalia</i> (?) <i>arenaria</i> Concurrent-range Zone	<i>Globarotalia</i> <i>mayeri</i> Zone	<i>Globarotalia mayeri</i> / <i>Globigerina nepenthes</i> St	<i>Globarotalia</i> <i>mayeri</i> Zone
ZONE N 13	<i>Sphaerodactylapora</i> <i>subchalcidensis</i> / <i>Globigerina druzi</i> Partial-range Zone	INTERVAL NOT RECOGNISED BIOSTRATIGRAPHICALLY	<i>Globarotalia mayeri</i> / <i>Globarotalia langueleti</i> St	<i>Globigerinoides ruber</i> Zone
ZONE N 12	<i>Globarotalia</i> (G) <i>fohzi</i> Partial-range Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>robusta</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>robusta</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>robusta</i> Zone
ZONE N 11	<i>Globarotalia</i> (G) <i>praefohzi</i> Consecutive-range Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>robusta</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>robusta</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>robusta</i> Zone
ZONE N 10	<i>Globarotalia</i> (P) <i>periphracuta</i> Consecutive-range Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>fohzi</i> Zone (part — see figure 15)	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>fohzi</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>fohzi</i> Zone (part — see figure 15)
ZONE N 9	<i>Orbulina suturalis</i> — <i>Globarotalia</i> (?) <i>periphracuta</i> Partial-range Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>barbadoensis</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>barbadoensis</i> Zone	<i>Globarotalia fohzi</i> <i>barbadoensis</i> Zone
ZONE N 8	<i>Globigerinoides alicensis</i> — <i>Globigerinella insueta</i> Partial-range Zone	<i>Globigerinella insueta</i> <i>insueta</i> Zone	<i>Globigerinella insueta</i> / <i>Globigerinoides bisparicus</i> Subzone	<i>Præorbulina</i> <i>globarosa</i> Zone
ZONE N 7	<i>Globigerinella insueta</i> — <i>Globigerinoides quadrilobatus</i> <i>trilobus</i> Partial-range Zone	<i>Globigerinella insueta</i> <i>insueta</i> Zone	<i>Globigerinella insueta</i> / <i>Globigerinoides trilobus</i> Subzone	<i>Globigerinella insueta</i> <i>insueta</i> Zone
ZONE N 6	<i>Globigerinella insueta</i> / <i>Globigerinella dissimilis</i> Concurrent-range Zone	<i>Catapsydras</i> <i>steinforthi</i> Zone	<i>Catapsydras</i> <i>steinforthi</i> Zone	<i>Catapsydras</i> <i>steinforthi</i> Zone
ZONE N 5	<i>Globogerrina dehiscentis</i> <i>prodehiscentis</i> (G) <i>dehiscentis dehiscentis</i> Partial-range Zone	<i>Catapsydras</i> <i>dissimilis</i> Zone	<i>Catapsydras</i> <i>dissimilis</i> Zone	<i>Catapsydras</i> <i>dissimilis</i> Zone
ZONE N 4 emended	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> <i>primordius</i> / <i>Globarotalia</i> (?) <i>kugleri</i> Partial-range Zone	<i>Globarotalia kugleri</i> Zone	<i>Globarotalia kugleri</i> Zone	<i>Globarotalia kugleri</i> Zone
ZONE N 3 (= P 22) emended	<i>Globigerina angulicostata</i> / <i>Globarotalia</i> (?) <i>apima apima</i> Concurrent-range Zone	<i>Globigerina ciperensis</i> <i>ciperensis</i> Zone		<i>Globigerina ciperensis</i> <i>ciperensis</i> Zone
ZONE N 2 (= P 21)	<i>Globigerina angulicostata</i> / <i>Globarotalia</i> (?) <i>apima apima</i> Concurrent-range Zone	<i>Globarotalia apima</i> <i>apima</i> Zone		<i>Globarotalia apima apima</i> Zone
ZONE N 1 (= P 20)	<i>Globigerina amplipectata</i> Partial-range Zone	? — ? — ? <i>Globigerina amplipectata</i> Zone ? — ? — ?		<i>G. amplipectata</i> Zone
ZONE P 19	<i>Globigerina scitili</i> / <i>Pseudohastigerina barbadoensis</i> Concurrent-range Zone	INTERVAL		<i>Cassidulinella chapolensis</i> Zone
ZONE P 18	<i>Globigerina tapuiensis</i> Consecutive-range Zone	NOT RECOGNISED BIOSTRATIGRAPHICALLY		<i>Hastigerina micro</i> Zone [Note: <i>Pseudohastigerina micro</i> taken as including <i>P. barbadoensis</i> , <i>C. chapolensis</i> taken as including <i>C. bocanensis</i>]
ZONE P 17	<i>Globigerina gortanii gortanii</i> / <i>Globarotalia</i> (?) <i>centralis</i> Partial-range Zone			
ZONE P 16	<i>Cribrokanthienina inflata</i> Total-range Zone	<i>Globarotalia coccensis</i> Zone		<i>Globarotalia terra-guensis</i> Zone
ZONE P 15	<i>Globigeropsis masicana</i> Partial-range Zone	<i>Globigeropsis seminvoluta</i> Zone		<i>Globigeropsis seminvoluta</i> Zone
ZONE P 14	<i>Truncarotaloides rehri</i> — <i>Globigerinella howellii</i> Partial-range Zone	<i>Truncarotaloides rehri</i> Zone		<i>Truncarotaloides rehri</i> Zone
ZONE P 13	<i>Orbulinoides beckmanni</i> Total-range Zone	<i>Particulosphærea masicana</i> Zone		<i>Particulosphærea masicana</i> Zone

◆ As based on definition given by Ball, 1966, in the light of the now known total stratigraphic range of *G. (?) apima apima*

Abb. 63 Biozonengliederung aus W.-H. BLOW, 1967. Grenze Eozän - Oligozän zwischen Zone P.17 und P. 18, zwischen Oligozän und Miozän zwischen Zone N.3 und N.4.

Stratigraphische Reichweiten sämtlicher Serien des Untersuchungsgebietes

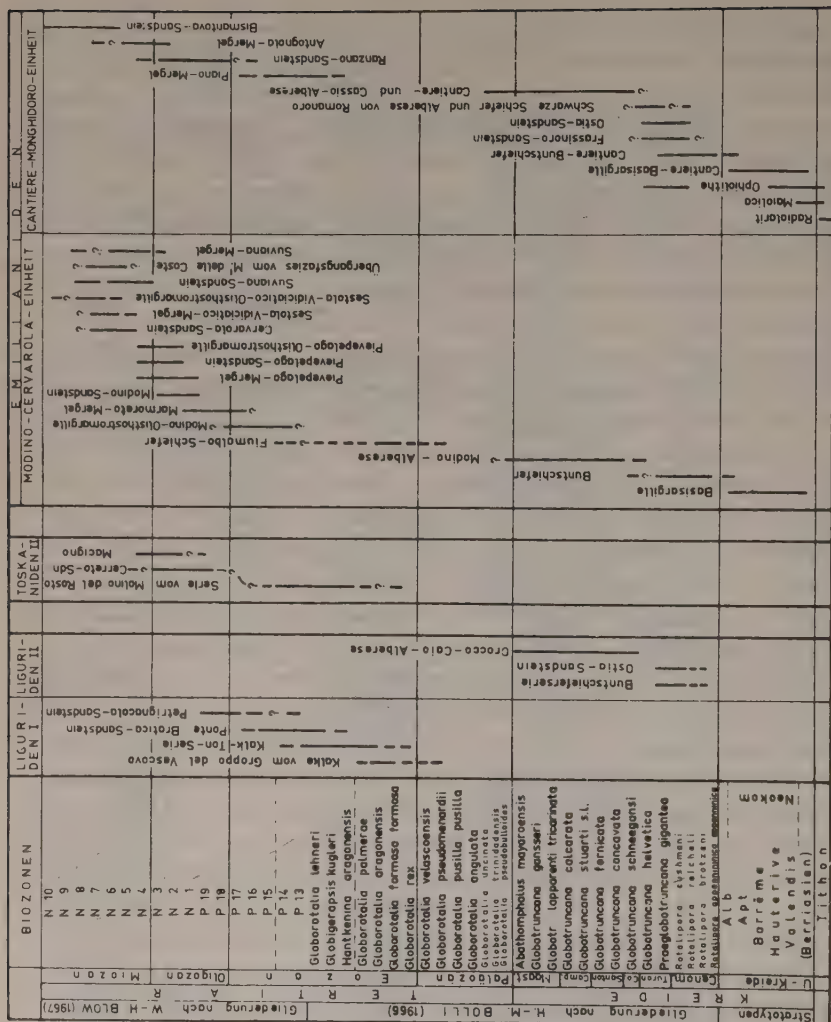


Abb. 64

D. T E K T O N I K

1. Allgemeine Vorbemerkungen

Bereits im stratigraphischen Teil wurden die verschiedenen Serien gemäß ihrer Aufeinanderfolge zu tektonischen Einheiten zusammengefaßt; diese gehören wiederum zwei überregionalen tektonischen Groß-Einheiten an: dem P a r a u t o c h t h o n und dem A l l o c h t h o n.

Die Anwendbarkeit des Begriffes "Parautochthon" ließ sich für das untersuchte Gebiet oft kaum fest umgrenzen. Das liegt daran, daß es ein echtes Autochthon als Bezugsbasis hier nicht gibt. Höchstens die obersten Teile des Molasse-Komplexes können als relativ autochthon oder "neo"-autochthon gelten. Sonst haben alle Serien eine mehr oder weniger weite Verlagerung von ihrem ursprünglichen Ablagerungsort erfahren. Die Zuordnung der diskordant über jüngerem gefalteten Untergrund liegenden älteren Gesteine zum Allochthon bereitete dagegen keinerlei Schwierigkeiten. Lediglich die Einordnung der toskanischen Serie (die diapirischen Trias-Gipse ausgenommen) sowie der emilianischen Modino-Cervarola-Einheit (im folgenden kurz MCE) in dieses tektonische Schema ist mit gewissen Problemen verbunden. Die sicher durch eine ehemalige Schwellenzone getrennten Sedimente beider Ablagerungsräume liegen heute unmittelbar neben- bzw. aufeinander, ohne daß man mit Sicherheit eine tektonisch höhere Position der einen oder der anderen Einheit feststellen könnte. Mit großer Wahrscheinlichkeit haben die Toskanischen Serien bei diesen Bewegungen einen vergleichsweise größeren Weg zurückgelegt als die der MCE; die MCE hat also gegenüber den Toskaniden eine mehr autochthone Lage. Autochthon i.e.S. sind aber beide nicht.

Während die Toskanischen Serien nach der heute in der italienischen Literatur allgemein anerkannten Auffassung der "Faldisten" der Pisaner Schule (BALDACCI, ELTER et al., 1967) als gravitativ transportierte Decke (d.h. als ein Allochthon) betrachtet werden ("falda toscana"), so kommt nach den Vorstellungen der Berliner Schule (REUTTER, 1966; GÜNTHER, 1966; HARTUNG, 1966; WACHSMUTH, 1966) für die Toskaniden II nur eine parautochthone Lage in Betracht mit

bescheidenen Überschiebungsweiten von weniger als 20 km. Danach seien die nichtmetamorphen toskanischen Serien von einer Hebungszone nach NE und SW abgeglitten, die durch die aus dem tieferen Untergrund auftauchenden autochthonen, metamorphen toskanischen Serien entstanden ist. Die ausgleichende Bewegung zum Aufstieg der Apuaner Alpen könnte in der Verschluckung der Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum gesehen werden. Eine definitive Entscheidung, ob die Toskaniden II nun als allochthon oder als parautochthon zu gelten haben, kann heute infolge Unkenntnis über den tieferen, autochthonen Untergrund im Bereich des Apennin-Hauptkammes noch nicht gefällt werden. Daher werden die Toskaniden II in dieser Arbeit als "parautochthon (?allochthon)" bezeichnet.

Ähnliche Schwierigkeiten ergeben sich auch für die MCE. Ihre Gesteine liegen teils auf toskanischen Serien (Cerreto-Sandstein), teils darunter (Macigno-Hauptkammfalte). Diese Lagerung - hervorgerufen durch lokale Auf- und Unterschiebungen während der gegeneinander gerichteten Bewegungen der Toskaniden und Emilianiden - darf allerdings nicht als ausschlaggebendes Indiz für die Zuordnung zu einer allochthonen bzw. parautochthonen Einheit gewertet werden. Über den tieferen Untergrund der MCE lassen sich nur Vermutungen anstellen. Folgende Möglichkeiten stehen hier zur Diskussion:

- 1) Der tiefere, d.h. präkretazische Untergrund der MCE (und auch der anderen emilianischen Einheiten) ist ähnlich ausgebildet wie in der toskanischen Fazies (keine Faziesdifferenzierung zu dieser Zeit im gesamten Nordapennin). Die MCE wäre unter Berücksichtigung der geringfügigen Verschiebungen als *p a r a u t o c h t h o n* zu betrachten.
- 2) Der tiefere Untergrund wird durch die toskanische Serie gebildet, sei es jetzt als "falda toscana" oder als metamorphes Autochthon der Apuaner Alpen. In beiden Fällen wäre die MCE *a l l o c h t h o n*. In dem Schema von BALDACCI, ELTER et al. (1967) wird sie in diesem Sinne beschrieben (Kap. 2.6).
- 3) Der tiefere Untergrund besteht aus Gesteinen in umbromagnolischer Fazies. Auch in diesem Falle wäre die MCE allochthon. NARDI & TONGIORGI (1962), NARDI (1965), FAZZINI (1966) u.a. vertreten die Ansicht, daß die MCE als *s e m i a u t o c h t h o n e* Übergangsfazies zwischen der 'serie toscana' und der marnoso arenacea aufzufassen sei.

Die Möglichkeiten 2 und 3 sind als wenig wahrscheinlich zu verwerfen, da nicht anzunehmen ist, daß die MCE auf ihrer gesamten

Erstreckung die toskanischen bzw. die umbro-romagnolischen Serien überfahren hat. Daher ist für die MCE bei dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse eine *parautochthone* Position am wahrscheinlichsten.

2. DAS PARAUTOCHTHON

Das Parautochthon ist in eine Reihe von Antiklinalen und Synklinalen gegliedert. Infolge des unterschiedlichen lithologischen Aufbaus, einer variierenden Richtung der tektonischen Bewegung sowie des variierenden Einengungsgrades machen sich im Baustil der einzelnen Elemente gewisse Abweichungen bemerkbar.

Im Vergleich zu dem weiter im SE gelegenen Abschnitt des Parautochthons (REUTTER, 1966; HEYMANN, 1968; V.STRUENSEE, 1967) sowie zu den nordwestlichen Ausläufern der MCE (M.Ventasso; KRAMPE, 1964) stellt sich das Parautochthon des Untersuchungsgebietes als wesentlich übersichtlicher und einheitlicher geformt dar, abgesehen von einigen Komplikationen im E (Gleitmasse von Pietravolta - Gova; Kap. 3.31) und NW (Schuppe vom M.Cisa - Piolo; Kap. 2.4). Dies läßt vermuten, daß vor allem im Bereich der MCE der Einengungsgrad und damit die Faltungsintensität nach NW hin allmählich abnimmt. Der intensive Schuppenbau im SE geht nach NW in einen ruhigen und regelmäßigen Faltenbau mit einfachen Antiklinalen und Synklinalen über. Lediglich die Zone am M.Ventasso macht hierbei durch einen Fächer- und Schuppenbau - vermutlich verursacht durch das Element des Cerreto-Sattels als Widerlager - eine Ausnahme (KRAMPE, 1964).

Folgende Baelemente werden fortschreitend von SE nach NW beschrieben:

- 9) Synklinale von Novellano - Romanoro
- 8) Synklinale von Gazzano
- 7) Antiklinale von Gova
- 6) Antiklinale von Gazzano
- 5) Antiklinale von Civago
- 4) Schuppen vom M.Contessa, Rio Candia, M.Cisa und Piolo
- 3) Antiklinale vom M.Cusna - M.Giovarello
- 2) Cerreto-Antiklinale
- 1) Hauptkamm-Antiklinale

Charakteristisch für diese tektonischen Elemente ist eine

dis harmonische Faltung, hervorgerufen durch den Wechsel kompetenter und inkompetenter Gesteinsserien (z.B. Tonschiefer bzw. Mergel und Grauwacken). Ein derartiger Wechsel innerhalb einer einzigen Schichtfolge (z.B. schieferreiche Laminite und schieferarme Turbidite in den Grauwackenflyschen) kann ebenfalls ein ähnliches Faltenbild zur Folge haben. Das oft diapirische Verhalten der mächtigen Tonschieferserien hat einen Baustil geschaffen, für den RICHTER (1963) den Begriff "Scherbentektonik" geprägt hat.

2.1 Die Hauptkamm-Antiklinale

Das tektonische Erscheinungsbild der toskanischen Serien wird durch ihr auffallendstes Sediment, den Macigno, infolge dessen Mächtigkeit und Kompetenz nachhaltig beeinflusst. Selbst sein kalkig-mergeliges mesozoisches Unterlager kann sich diesem Einfluß nicht völlig entziehen, obwohl es wegen seines abweichenden lithologischen Charakters bestrebt ist, eine gewisse tektonische Eigenständigkeit zu bewahren ("mesozoische Kerne") (GÜNTHER, 1966; HEYMANN, 1968).

Das wohl großartigste Strukturelement des Nordapennins überhaupt stellt die 250 km lange, NE- bis E-vergente liegende Großfalte des Hauptkamm-Macigno dar ('M.Orsaro-M.Cetona-Struktur').

Dieses tektonische Element hat im Laufe seiner geologischen Erforschung eine mehrfache Deutung erfahren. Als liegende Falte wurde es zuerst von ANELLI (1923) beschrieben. Eine in ihren Auswirkungen auf die späteren Vorstellungen vom tektonischen Bau des Nordapennins sehr bedeutsame Grundkonzeption entstand, als man sich Gedanken über den Transportmechanismus der ligurischen Decke machte. Wiederum war es ANELLI (1923), der als erster auf eine Schwerkraftgleitung und auf die Existenz von sog. "rughe" (Runzeln) hinwies, von denen "frane sottomarine" abgleiten sollten. Dieser Gedanke wurde von MIGLIORINI (1948) aufgegriffen und zur Theorie der "cunei composti" erweitert. Von den von SW nach NE sukzessiv entstandenen achsenparallelen Hebungs zonen ("rughe tettoniche") soll die ligurische Decke durch gravitatives Gleiten immer weiter nach NE in die jeweilige Vorsenke verfrachtet worden sein. MERLA (1951) postulierte mindestens 6 solcher 'Runzeln' im Nordapennin. Die Hauptkamm-Falte sollte demnach zur vierten "ruga" gehören.

Das Arbeitsgebiet erfaßt von dieser Großstruktur im SE einen ca. 2 - 3 km langen Ausschnitt (M.Prato, 2054 m; M.Cella, 1942 m).

Die Faltenumbiegung ist im Bereich M.Prato - Sprone di M.Prado gut aufgeschlossen (Abb. 64a). Erst auf dem Hauptkamm wird die Lagerung des sonst flach geneigten Hangendflügels steiler ($50-80^{\circ}$ NE). Die flach normal nach NE ($115-140^{\circ}/20-40^{\circ}$) einfallenden mächtigen Grauwackenbänke des hangenden, durch post-orogenetische Abschiebungen antithetisch verstellten und in einzelne Blöcke zerlegten Flügels biegen mit einem scharfen Knick auf der emilianischen Seite der Hauptwasserscheide in die saigere bis inverse Lagerung um (nördlich des M.Prato; Riaccio delle Forbici; Sprone di M.Prado; Profile 8-11). Die liegende Falte ist hier randlich auf die über 500 m mächtigen Modino-Basisserien aufgeschoben.

BALDACCI & NARDI (1967) nehmen eine Überschiebung von mindestens 7 km an, da sie überkippte Grauwackenbänke in einem "tektonischen Fenster" nördlich Villa di Soraggio als Modino-Sandstein interpretieren; in Wirklichkeit handelt es sich hierbei um den Inversflügel der Hauptkammfalte (GÜNTHER & RENTZ, 1968). Eine derartig weite Überschiebung der toskanischen Serien ('falda toscana') auf die Modino-Cervarola-Einheit kann also nicht erfolgt sein. Da zwischen der Hauptkamm-Antiklinale und dem Cerreto-Sattel, der ein der Hauptkammfalte äquivalentes, jedoch kleineres Element darstellt, Modino-Basisserien eingeklemmt sind, hat im Gegenteil die Modino-Cervarola-Einheit die Toskaniden um nachweislich mindestens 5 km überfahren. Als Abscherungshorizonte kommen hier die Modino-Basisargille oder die eozänen Olisthostromargille in Betracht. Eine andere Interpretationsmöglichkeit mit gleichem Effekt wäre die Annahme einer Unterschiebung der Toskaniden unter die MCE, die ja auch weiter im SW (HEYMANN, 1968) verwirklicht ist. Auf jeden Fall muß aber neben dem nach N bis NE gerichteten Schub der toskanischen Serien auch eine entgegengesetzte Bewegung der emilianischen Serien (MCE) erfolgt sein. Diese gegensätzlichen Bewegungen sind vermutlich das Resultat einer Verschluckung der Schwellenzone, die den toskanischen vom emilianischen Faziesraum trennte (vgl. Kap. 1). Erst nach den Verschiebungen der beiden selbständigen geologischen Körper schuf eine gemeinsame Achsenprägung einen mehr oder weniger gleichgerichteten Faltenwurf. Die uniforme Tektogenese verschmolz beide

ursprünglich getrennten Bewegungskörper zu einer scheinbaren Einheit, was für viele italienischen Geologen ein Beweis für die gemeinsame präorogene Geschichte der beiden Komplexe ist. Daß die Faltenstrukturen der nördlich gelegenen MCE nicht in kausalem Zusammenhang mit der Bildung der liegenden Hauptkammfalte bzw. als deren Abbild stehen, beweist die Struktur von Bobbio als nörd-östlichster Ausläufer der MCE. Ihre tektonische Geschichte ist identisch mit der des Cervarola-Sandsteins zwischen dem Dolo- und dem Fellicarolo-Tal. Die liegende Falte des Macigno ist aber bei Bobbio nicht mehr vorhanden (REUTTER & SCHLÜTER, 1968; SCHLÜTER, 1968).

Parallel zum Grenzbereich Hauptkammfalte - Modino-Basisserien verläuft eine mächtige Abschiebung, an der die Basisserien um mehrere 100 m nach NE versenkt sind (Profile 6-11). Die italienischen Geologen betrachten diese Störungen als synorogen im Schema der "cunei composti" (u.a. AZZAROLI, 1950 u. 1955). Eine ähnliche Abschiebung nördlich des M.Prato hat eine Macigno-Scholle antithetisch nach N versetzt mit einer auffälligen Absenkung nach S (der hangende normale Flügel fällt entgegen den sonstigen Verhältnissen nach S ein; Prof. 9).

Die konstruierte Achse der Hauptkammfalte (s. Diagramm DS auf der Tektonischen Karte) zeigt eine streng apenninische Richtung (135/8 SE) (vgl. Kap. 4.11).

2.2 Die Cerreto-Antiklinale

Ein einmaliges, der Hauptkamm-Antiklinale vergleichbares tektonisches Element erstreckt sich in Form eines 12 km langen und max. 4-5 km breiten, N- bis NE-vergenten Sattels von Cerreto dell'Alpi (KRAMPE, 1964 u. 1969) über den Canyon des T.Ozola (BOHNE, 1966) bis nördlich des M.Cusna.

Die Antiklinale taucht nach W, E und S gleichmäßig ab, nur in nordöstlicher Richtung kommt es - je nach dem aufgeschlossenen Niveau - zu einer überkippten Lagerung mit steil nach SW einfallenden Straten; im mittleren Abschnitt der Antiklinale liegen die Schichten mehr oder weniger horizontal. Durch mehrere steil nach E bis SE einfallende Abschiebungen ist die Sattelstruktur in einzelne Blöcke gegliedert. Die SW-Grenze wird durch eine

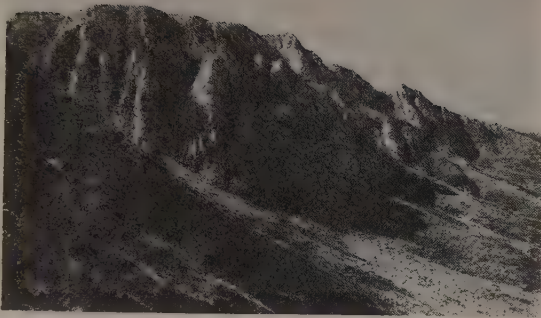


Abb. 64a Steilstehender Hauptkamm-Macigno am
 Sprone di M.Prado (1955 m)

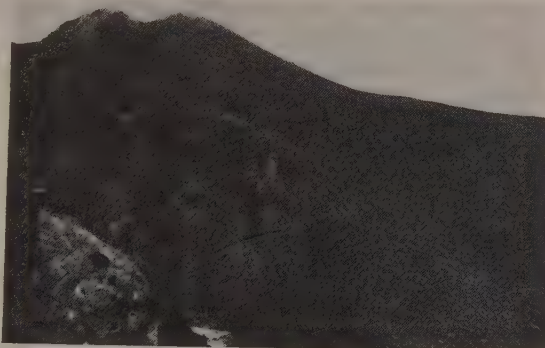


Abb. 64b NE-vergente Falte im Modino-Sandstein
 am M.Cusna (2120 m), Blick nach NW.

flach nach SW einfallende Aufschiebungsfläche dargestellt, an der der Macigno randlich auf die Cerreto-Antiklinale aufgeschoben ist. Zwischen Macigno und Cerreto-Sandstein sind in einem schmalen Bereich stellenweise noch Reste von Modino-Basisserien und Trias-Gipsen eingeschlossen (BOHNE, 1966), ein Beweis, daß hier die Modino-Cervarola-Einheit um mindestens 5 km nach SW auf die Toskaniden überschoben ist und daher nicht mehr als "autochthon" angesehen werden kann (Profile 8-11) bzw. eine Unterschiebung der toskanischen Serien unter die Modino-Cervarola-Einheit erfolgt ist (vgl. Kap. 1). Die eingeschlossenen Gipse beweisen andererseits, daß die Aufschiebungsfläche weit nach SW bis in den Bereich unterhalb der mesozoischen Kerne des toskanischen Hauptkammes reichen muß. Diese Bewegungsfläche kann gut als Wanderweg der diapirisch aus den Kernen ausgewanderten Trias-Gipsen gedient haben (Kap. 3.1).

Meist wird der Cerreto-Sandstein konkordant, aber mit tektonischem Kontakt durch die Modino-Basisserien überlagert (Profile 3-6, 18). An einigen Stellen tauchen auch unter überkipptem Cerreto-Sandstein emilianische Serien auf (stark olisthostromatische Modino-Basisserien nördlich des M.Bagioletto; Modino-Sandstein im Rio Candia; vgl. Kap. C. 1.510). Der CeS muß also seinerseits infolge eines nach NE gerichteten Schubes die Gesteine der MCE randlich um einen geringen Betrag überfahren haben (Profile 3-6, 18). Die tektonischen Beziehungen Macigno - Cerreto-Sandstein - MCE zeigen, daß erst nach den gegeneinander gerichteten Bewegungen Toskaniden - Emilianiden (Überschiebung der Emilianiden auf die Toskaniden bzw. Unterschiebung der Toskaniden unter die Emilianiden) ein gemeinsamer Faltenbau mit randlichen Auf- und Überschiebungen der Toskaniden auf die Emilianiden erfolgte. Zu einem Schuppenbau ist es in diesem Bereich nicht gekommen.

Die rekonstruierten Faltenachsen mit β_{ss} -Werten zwischen $85-110^{\circ}$ sowie bei 180° (Diagramme DS 2 u. 3 auf der Tektonischen Karte = 'TK' im folgenden; vgl. Kap. 4.11) weichen z.T. erheblich von denen des Macigno und des Modino-Sandsteins im Gebiet des M.Cusna ab, was die tektonische Eigenständigkeit der Cerreto-

Antiklinale unterstreicht.

In diesem Zusammenhang ist die Auffassung von BALDACCI, BRANDI et al. (1967), BALDACCI, ELTER et al. (1967), BALDACCI & NARDI (1967) interessant, die den CeS ("arenarie degli Schiocchi") als Modino-Sandstein interpretieren; die Sattelstruktur des Rio dei Bibbi - Rio Grande (normalliegenden Sandstein) wird von diesen Autoren unter dem M.Cusna hinweg mit den überkippten Strukturen im Fosso di Camporanda bzw. nördlich Villa di Soraggio in Verbindung gebracht, ohne daß sie aber die Art dieser Verbindung aufzeigen. Schon aus den oben dargelegten Gründen ist eine solche Darstellung nicht vertretbar, zumal die überkippten Straten bei Villa di Soraggio den überkippten, liegenden Flügel des Hauptkamm-Macigno darstellen (GÜNTHER, 1966; GÜNTHER & RENTZ, 1968). Nach dieser Auffassung wäre also der Macigno zusammen mit einem Teil seines unterlagernden kalkigen Mesozoikums und mit dem Modino-Sandstein des M.Cusna um ca. 13 km nach NE über eine mächtige Antiklinale aus Modino-Sandstein geschoben worden. KRAMPE (1964) vergleicht den Cerreto-Sattel in seiner tektonischen Stellung mit der Antiklinale von Pracchiola einerseits bzw. zieht die Möglichkeit in Betracht, daß es sich hierbei um ein den Toskaniden I entsprechendes autochthones Element handeln könnte.

2.3 Der M.Cusna - M.Giovarello-Strukturkomplex

Parallel zum Apennin-Hauptkamm und diesem im NE vorgelagert erstreckt sich ein Bergzug, der zum größten Teil aus Modino-Sandstein besteht und die höchsten Gipfel des Untersuchungsgebietes bildet (M.Cusna, 2120 m; Sasso del Morto, 2071 m; M. la Piella, 2071 m; Alpe di Vallestrina, 1901 m; M.Ravino, 1882 m). Der Modino-Sandstein zeigt hier eine von der Hauptkammfalte abweichende, jedoch mehr oder weniger im gleichen Streichen verlaufende, mehrfach in sich gegliederte Antiklinalstruktur. Aufgrund der stratigraphischen Beziehungen zum Sandstein müssen auch die sich im SE daran anschließenden Modino-Basisserien zu diesem Komplex gestellt werden. Da aber Basisserien und Sandstein aufgrund des unterschiedlichen lithologischen Charakters bei der Orogenese ein grundlegend verschiedenes tektonisches Verhalten zeigen (disharmonische Faltung), soll ihre Beschreibung in getrennten Kapiteln erfolgen.

2.31 Die Tektonik der Modino-Basisserien

Es ist äußerst schwierig, den tektonischen Bauplan dieses Komplexes zu rekonstruieren und eventuell in einzelne Strukturelemente zu gliedern, da der größte Teil aus inkompetentem Material besteht (Basisargille, Buntschiefer, Fiumalbo-Schiefer, Marmoreto-Mergel). Hier haben sich Kompressionsvorgänge lediglich in einer totalen Zerschierung und Schieferung der Tonmatrix bzw. in einer Faltung und Verschuppung (bes. zwischen Basisargille und Buntschiefer sowie zwischen Fiumalbo-Schiefer und Marmoreto-Mergel) im Mikrobereich ausgewirkt. Dies gilt übrigens für alle Schiefererrien des untersuchten Gebietes. Nur anhand eingeschalteter kompetenter Gesteine (Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine in den Buntschiefern, Fiumalbo-Schiefern und Marmoreto-Mergeln; Modino-Basisalberese) können die Lagerungsverhältnisse und daraus Faltenbilder rekonstruiert werden.

Die Mergel als vergleichsweise noch relativ kompetentes Gestein und als direkte Unterlage des Modino-Sandsteins (MS) machen dessen Faltenwurf im großen und ganzen mit.

Auffallend ist die hier geringe Verbreitung der Olisthostromargille im Vergleich zu den mächtigen Vorkommen N und NW des M.Cusna. Da sie infolge ihrer Plastizität sehr empfindlich auf Kompression reagieren, können sie aus den engen Faltenkernen des MS auf flach nach S bis SW einfallenden Schaufelflächen nach N ausgewandert sein, indem sie große Teile der Modino-Basisserien mit sich rissen (N des M.Cusna). Anschließend ist der gefaltete MS randlich aufgeschoben worden (Prof. 7).

Zwischen dem kompetenten Modino-Alberese und seinem inkompetenten Hangenden und Liegenden liegt ein Abscherungskontakt vor, da sich Alberese und Schiefer tektonisch völlig verschieden verhalten haben. So liegt jetzt der gefaltete Alberese **g l e i t - b r e t t a r t i g** in den umgebenden Schiefererrien.

Dort, wo sich Hauptkamm- und Cerreto-Antiklinale aufeinanderlegen, tauchen Modino-Basisserien nur an wenigen Stellen auf. Auch hier sind die Basisserien infolge der hohen Kompression und des geringen verbleibenden Raumes nach N ausgewichen. Dieser Umstand könnte z.B. die mächtige Ansammlung stark chaotischer Basisserien zwischen dem M.Ventasso, Ligonchio und dem M.Cisa erklären

Weiter im SE, wo die Cerreto-Antiklinale abtaucht, sind die Basisserien in ihrer ursprünglichen Lagerung zum größten Teil erhalten geblieben (Lama Lite - 'il Passone').

Die starke Streuung der Achsenlagen, die im Sammeldiagramm 2 auf der 'Tafel Synoptische Sammeldiagramme' (= 'TSS' im folgenden) gut zum Ausdruck kommt, ist eine Folge des verschiedenen Verhaltens der einzelnen Schichtglieder auf einengende Kräfte, verbunden mit der Bildung von Gleitbrettern und disharmonischen Falten. Die abweichende Lage der Faltenachsen vor allem des Modino-Alberese von denen des Macigno und des MS (vgl. Diagramm DS 4 auf der TK) kann durch eine *p r ä - o l i g o z ä n e* (eoazäne) Faltung der Modino-Basisserien hervorgerufen worden sein (Überlagerung alter und junger Baupläne). Neben den apenninischen Richtungen herrschen vor allem N-S- und WSW-ENE-Richtungen vor.

2.32 Die Antiklinalen des Modino-Sandsteins

Nach AZZAROLI (1955) stellt dieses Element die 5. 'ruga' im System der 7 'rughe tettoniche' MERLA's (1951) dar, nach LOSACCO (1953) dagegen nur einen abgebrochenen und passiv nach N verfrachteten Rest der 4. ruga (Apennin-Hauptkamm).

Im Prinzip kann man die Struktur als eine NE-vergente liegende Falte interpretieren, die in ihrem Scheitelsbereich zwei kleinere, enge (?Sekundär-) Falten aufweist und sich dadurch grundlegend von der Macigno-Hauptkammantiklinale unterscheidet. Weitere Unterschiede zum Macigno sind

- a) eine gewisse Stockwerkstektonik des MS und
- b) eine Änderung der Streichrichtung der Faltenachsen von SE nach NW.

Zu a) Die Dreiteilung des MS in eine obere und untere mergelreiche und dadurch relativ inkompetente Laminitfolge und in eine mittlere, dickbankige, mergelarme, d.h. kompetente Turbiditfolge ist hier wesentlich deutlicher ausgeprägt als beim Macigno und ruft eine disharmonische Faltung hervor: spitze, engständige Kleinfalten mit etwa gleichlaufenden Achsen in der Laminitfolge (Dolotal SSE Civago; N M.Cusna) und weitständige, plumpe Falten mit größeren Amplituden und Wellenlängen in der Turbiditfolge. Die Achsen beider Strukturteile laufen etwa parallel zueinander. Gelegentlich ist auch der obere Laminit-Abschnitt von den Turbiditen abgesichert (N M.Cusna). Hier weichen natürlich die Achsenlagen beider Niveaus voneinander ab.

Zu b) Die Achsen der Sandsteinfallen schwanken um eine apenninische Richtung (Diagramme DS 5 bis 9 auf der TK; Diagramm 3a auf der 'TSS'). Die in Abb. 65 veranschaulichte Achsen-

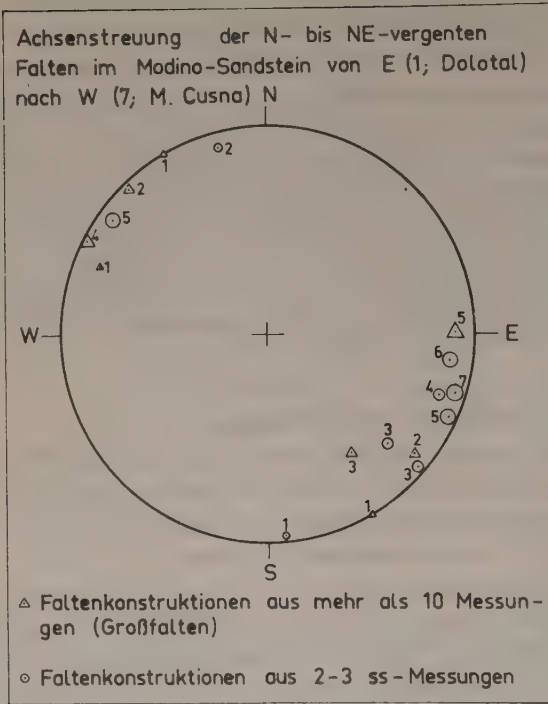


Abb. 65

streuung wird durch eine Zerlegung der Antiklinale mittels senkrecht zur b-Koordinate (NE-SW bis N-S) streichende und meist nach SE einfallende Abschiebungen (bc-Flächen) in 5 Bruchschollen hervorgerufen. Das Einschieben der Faltenachsen zeigt, daß die Blöcke meist nach S gekippt sind.

In den einzelnen Schollen sind - bedingt durch die verschieden starke Heraushebung oder Absenkung der Teilstücke zueinander - die verschiedenen Niveaus der Antiklinale aufgeschlossen. In der süd-östlichsten Scholle (Dolotal S Civago) taucht der liegende überkippte Flügel der Faltenstruktur nach SW ohne weitere nachweisbare Faltenbildungen unter den Macigno ab (Prof. 9, 11). Im Bereich der 'la Penna di Civago' ist das Umbiegen in den relativ

kurzen normalen Hangendflügel zu beobachten; dieser geht am M.Ravino wieder in die inverse Lagerung über (Synklinale). Die Zone des 'il Passone' stellt wahrscheinlich ein grabenförmig eingesenktes Teilstück dar. Zwischen dem M.Ravino und dem M.la Piella sind nur der inverse und der normale Flügel der Synklinale (= oberes Niveau der Antiklinalstruktur) aufgeschlossen. Vom M.la Piella bis zum M.Cusna taucht durch Heraushebung der entsprechenden Bruchschollen wieder der normale und überkippte Flügel des tieferen Niveaus aus dem Dolotal S Civago auf (Abb.64b). Von SE nach NW heben sich die einzelnen Blöcke stufenweise heraus, lediglich unterbrochen durch die starke Einsenkung am 'il Passone'. Sie entspricht genau der Paßregion zwischen 'Lama Lite' und 'il Passone', einer morphologischen Senke. Durch die starke Einsenkung des überkippten Flügels sind hier die geometrisch auflagernden und besonders schön und reichlich exponierten Modino-Basisserien von der Erosion weitgehend verschont geblieben. Weiter im NW und SE sind sie dagegen durch die allgemeine Hebung der Bruchschollen bereits zum größten Teil der Verwitterung zum Opfer gefallen. Außerdem fällt in diesem Abschnitt die Verschmälerung des Strukturelementes auf. Offenbar haben wir es hier mit einer Zone besonders starken NE-Schubes zu tun.

An der S-Flanke wird diese Struktur i.a. durch große, dem Gebirgssstreichen parallele und nach SW einfallende Abschiebungen allmählich nach SW versetzt (Prof. 8-10), so besonders südlich des M.Cusna und südlich der Alpe di Vallestrina. Auch im N wird sie z.T. durch Störungen begrenzt (meist steil nach NE einfallende Aufschiebungen).

2.4 Der M.Contessa-, M.Cisa-, R.Candia- und Piolo-Schuppenkomplex

Ein weiteres Problem ist es, die Existenz der meist nur kleinen, isolierten Schollen aus Modino-Sandstein und ihre externe Lage bis zu 4 km nördlich der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur) zu erklären. Wieder fällt auf, daß die Zerlegung in einzelne Schollen genau dort beginnt, wo der Cerreto-Sattel auftaucht.

Während die kleinen Vorkommen vorwiegend aus dünnbankigen Laminiten bestehen und intensiv gefaltet sind (N M.Contessa; im

R.Candia; ca. 280 m N der Ortschaft Monte Orsaro und ca. 950 m SSW des M.Cisa), stellen die größeren Schollen (M.Cisa, Abb.66; Piolo/Ligonchio), in denen die Turbiditfolge der bestimmende Lithotyp ist, starre und nur leicht gewellte Platten dar. Offenbar sind hier die relativ inkompetenten Laminite während der orogenen Bewegungen (s.u.) von den kompetenteren Turbiditen abgesichert und in Falten gelegt worden.

Man könnte an eine ehemals zusammenhängende Faltenstruktur denken, die etwa vom M.Cisa bis zum M.Ventasso reichte. Die Frage ist nur, wie es zu dieser totalen Zerlegung gekommen ist. BOHNE (1966) nimmt als Ursache das diapirische Aufsteigen der toskanischen Trias-Gipse sowie ein diapirisches Verhalten der umgebenden Tonschiefer an. Zwar stecken in der unmittelbaren Nähe der Piolo/Ligonchio-Schuppe kleine Gipskörper, weiter im E (M.Cisa, M.Contessa) fehlen sie jedoch. Und ob das diapirische Verhalten der Tonschiefer, das wohl nur lokal stattgefunden haben mag, ausreichte, um eine derartige Zersplitterung so mächtiger Gesteinspakete (ca. 400 m Sandstein am M.Cisa) zu verursachen, bleibt mehr als zweifelhaft. Wie oben bereits angedeutet, dürfte vielmehr das Auftauchen des Cerreto-Sattels die Ursache dieser Zerlegung sein.

An einer großen NNE-SSW streichenden (?bereits während der Faltung angelegten) diagonalen Seitenverschiebung, die am M.Cisa und M.Cusna vorbeizieht, ist das ehemals zusammenhängende M.Cisa-M.Ventasso-Element gegenüber der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur um 4-5 km nach N verschoben worden. Die Anlage der Seitenverschiebung mag mit dem östlichen Abtauchen der Cerreto-Antiklinale in kausalem Zusammenhang stehen. Den Bewegungsablauf kann man sich etwa folgendermaßen vorstellen: Bei der randlichen Überschiebung der Modino-Cervarola-Einheit auf die sich in Falten legenden Toskaniden II sind nur die plastischen Tonschiefer der Modino-Basisserien weit nach S über die störende und nach N vorspringende Cerreto-Antiklinale hinweggeglitten. Der kompetente Schichtkomplex des Modino-Sandsteins, der sich ebenfalls in Falten legte, wurde durch die Cerreto-Struktur im Untergrund an seinem Vorrücken gehindert und zerbrach dabei. Als scherbenartige Fragmente werden jetzt die Modino-Sandsteinreste von den Tonschiefern umhüllt ("Scherbentektonik" nach RICHTER, 1963). Z.T. wurden sie auch von der N-vergenten Cerreto-Antiklinale begraben (R.Candia). Hierbei kann es auch zu der oben beschriebenen Abscherung der inkompetenten Turbiditfolge gekommen sein. Weiterhin erfolgte eine sehr intensive Verschuppung mit den mitverfrachteten und mitverfalteten Basisserien (Marmoreto-Mergel, Fiumalbo-Schiefer, z.T. auch Olisthostromargille; R.Candia, N M.Contessa sowie N und NE des M.Cisa). Daher wurde hier für alle isolierten Sandsteinschollen summarisch der Begriff "Schuppe" benutzt, obwohl es sich nicht immer um einen Schuppenbau s.s. handelt.

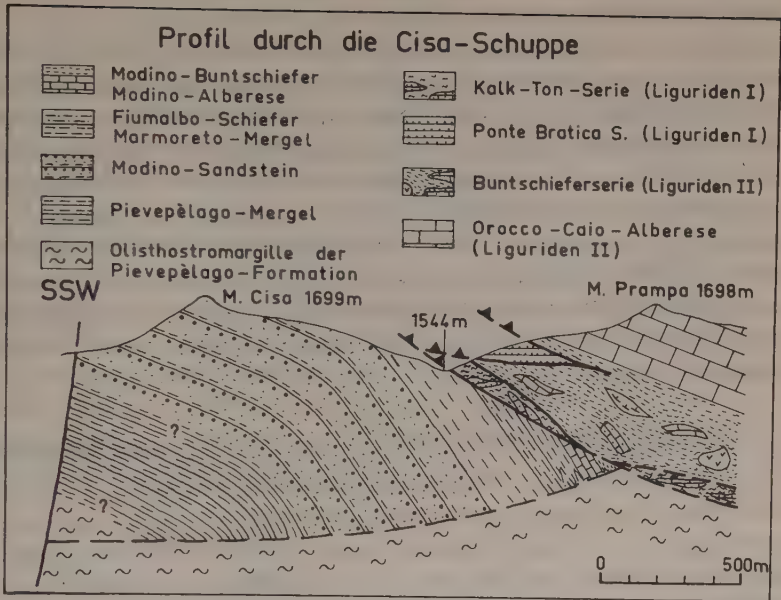


Abb. 66

Die starke Streuung der Achsen von Schuppe zu Schuppe ist aus dieser Art der Entstehung leicht erklärlich. Während im E noch eine bevorzugte apenninische (NW-SE-) Richtung zu erkennen ist, stehen die Achsen in den westlichen Schollen (Piolo, Ligonchio) senkrecht darauf (nach NE eintauchende Achsen). Für den M. Ventasso gilt ähnliches (KRAMPE, 1964). KRAMPE erklärt das Umschwenken aus der NW-SE- in die SW-NE-Richtung durch ein starkes B-Eintauchen und durch eine Verschuppung quer zur B-Achse. Eine direkte Verbindung zur M. Cusna-Struktur lehnt er ebenso wie einen Einfluß des starren Cerreto-Sattels auf die Änderung der Achsenlage ab. Ein solcher Einfluß soll in geringem Maße nur am S-Rand der M. Ventasso-Struktur bestanden haben. Wie oben gezeigt wurde, steht aber das Umschwenken in kausalem Zusammenhang mit dem Auftauchen des Cerreto-Sattels. Ein verstärktes Achsenab-

tauchen kann natürlich den Fächer- und Schuppenbau des M.Ven-tasso sekundär verstärkt haben.

Ein weiteres Problem stellen die Grenzverhältnisse zwischen dem Modino-Sandstein und dessen Basisserien bzw. den Gesteinen der Pievepelago-Formation östlich des M.Cisa dar. Ob hier eine großartige Abschiebung oder eine schaufelartige Aufschiebungsfläche vorliegt, ist aus dem Geländebefund nicht zu ersehen. Vermutlich liegt die Cisa-Scholle auf jüngerem Untergrund (Pievepelago-Formation; Abb. 66). Das kompetente Schichtpaket des Modino-Sandsteins kann bei dem nach N gerichteten Schub entlang der diagonalen Seitenverschiebung vom inkompetenten Hangenden (Pievepelago-Formation) total abgesichert und randlich auf dieses aufgeschoben sein.

2.5 Die Antiklinalen und Synklinalen des Cervarola-Komplexes

Nördlich der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur schließen sich eine Reihe untereinander ähnlich gestalteter Antiklinal- und Synklinal-Elemente an. Beide Strukturtypen bestehen aus sehr verschiedenem Material und zeigen daher einen unterschiedlichen Baustil. Während die großen Synklinalen im N mit inkompetenten, leicht verwitternden Schieferserien erfüllt sind, werden die Antiklinalen aus dem kompetenten, resistenteren Cervarola-Sandstein (inklusive Suviana-Serie) aufgebaut. Die Morphologie richtet sich in diesem Raum vollständig nach der Tektonik; so stellen die Synklinalen die weiten denudierten Talmulden dar, die Antiklinalen die herauspräparierten Bergzüge. Eine Ausnahme bildet hiervon das Becken von Civago (s. u.).

Es können folgende Strukturen unterschieden werden (von S nach N)

- 5) Antiklinale von Gova
- 4) Synklinale von Novellano/Romanoro
- 3) Antiklinale von Gazzano
- 2) Synklinale von Gazzano
- 1) Antiklinale von Civago

Es werden in der Reihenfolge von S nach N zuerst die Antiklinalen und dann die Synklinalen beschrieben.

2.51 Die Antiklinale von Civago

Sie stellt ein kompliziertes, hinsichtlich ihres Baustiles zweigeteiltes Element dar. Diese Zweiteilung wird durch den heterogenen Gesteinsaufbau hervorgerufen (faltungsinkompetente Schieferserien, etwas kompetentere Mergel, kompetente Sandsteine). Die einzelnen Serien verhielten sich gegenüber einengenden Kräften grundverschieden. Die Antiklinale von Civago ist hierin der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur vergleichbar, der sie im SE mit einem entsprechenden (apenninischen) Streichen direkt vorge-lagert ist. Sie zerfällt in ein negatives ('Becken von Civago'; 'Civago-Komplex') und in ein positives Element (eigentliche Antiklinale von Civago). Als tektonische Struktur ist sie nur bis nordwestlich des M.Beccara zu verfolgen, da dort der Cervarola-Sandstein, der das positive Element aufbaut und auch die Pievepelago-Mergel auskeilen. Morphologisch macht sich dieses Phänomen durch einen R e l i e f a u s g l e i c h bemerkbar.

2.511 Der Civago-Komplex

Dieses Teilelement erstreckt sich etwa von der Ortschaft Monte Orsaro im NW bis über Civago hinaus nach Piandelagotti im benachbarten Gebiet (REUTTER, 1966) und schließt sich direkt an die M.Cusna-M.Giovarello-Struktur an.

Bereits morphologisch hebt sich der Komplex als negatives Element (Becken von Civago) deutlich von der eigentlichen Antiklinale im N ab, bedingt durch die vorwiegende Beteiligung weicher, leicht verwitternder, inkompetenter, plastischer Schieferserien. Die Faltenstruktur läßt sich hier schlecht nachweisen. Lediglich die etwas kompetenteren Mergel, laminierten Sandsteine und die härteren Olistholit-Komplexe lassen Rückschlüsse auf die Lagerungsverhältnisse zu. Nach NW zu (Riparatonda, Monte Orsaro) werden die Verhältnisse noch undurchsichtiger, da das positive Strukturelement verschwindet, wodurch ein morphologischer Ausgleich erfolgt und der Raum durch die plastischen, ungeschichteten Olisthostromserien eingenommen wird. Die Rekonstruktion der Faltenstruktur wird hier problematisch (Prof. 9, 10).

Die Argille, die den größten Raum einnehmen, sind ungeschichtet. In diesen plastischen Gesteinen hat sich die Einengung nur in Form einer totalen Zerschörung, Schieferung und Klüftung ausgewirkt (vgl. Kap. 2.31). Einzelne Horizonte, besonders am Kontakt zu den kompetenteren Mergeln und Sandsteinen, sind abgesichert und haben sich intensiv mit den Pievepelago-Mergeln verschuppt (W Civago; N Ronfrapano; am M. Beccara). Die den Cervarola-Sandstein vom M. Beccara bis zum M. Roncadello begleitenden, kompetenteren Mergel und die darin eingeschlossenen Sandsteine machen dagegen den Faltenwurf des Cervarola-Sandsteins im großen und ganzen mit, abgesehen von einigen kleinen, durch slumping-Phänomene hervorgerufene Gleitfalten. Im S sind die direkt über dem Modino-Sandstein liegenden Mergel mit den Olisthostromen z. T. abgesichert und von der Antiklinale des MS randlich überschoben worden, was wieder als ein Beispiel für disharmonische Faltung angesehen werden kann (Prof. 11-13). In diesem Abschnitt macht offenbar das Hangende des MS dessen Faltenwurf nicht unmittelbar mit.

Die Achsenkonstruktionen ergaben für diesen Bereich - wie nicht anders zu erwarten war - stark streuende Werte (Diagramm 4a auf der 'TSS'). Im großen und ganzen ist aber die apenninische Richtung überall zu erkennen (Diagramm DS 14 auf der TK: $\beta_{ss} = 152/10$ SE bzw. $127/20$ NW u. $130/20$ SE). Unterschiedliche Werte zeigen die isolierten Schollen des Pievepelago-Sandsteins, der als relativ kompetentes Schichtglied am ehesten den durch den Cervarola-Sandsteins vorgegebenen Faltenwurf abbilden müßte. Offensichtlich hat seine Lage innerhalb weniger kompetenter Gesteine (Mergel) ebenfalls eine teilweise Abscherung und tektonische Eigenständigkeit zur Folge gehabt.

Der Pievepelago-Sandstein nördlich Ronfrapano und westlich des M. Beccara ist insofern interessant, als er ~~normal~~ liegt und einen Hinweis auf einen ursprünglichen, heute abgetragenen normalen Flügel zu dem in die Luft ausstreichenden überkippten Flügels der 'Antiklinale von Civago' gibt.

Auch die Olistholith-Komplexe, vor allem die Alberese-Olistholithe (Abb. 68) haben sich mit ihren Achsen parallel zum apenninischen Streichen ausgerichtet ($\beta_{ss} = 106/35$ NW, $135/9$ NW, $172/69$ SSE). Das unterschiedliche Achsenabtauchen darf nicht verwundern, wenn man die Art des Transportes in einem hochviskosen Schlammstrom bedenkt, wo Rotationen und Verkantungen der Olistholithe sicherlich stattgefunden haben.



Abb. 67 Zick-Zack-Falten im Hevepelago-Sandstein (Gleit-
masse von Pietravolta - Gova), im Bachbett ca.
1,4 km westlich Giunziona.



Abb. 68 Gefalteter dünnbankiger O.-Kreide-Alberese als
Olistholith in den Sestola-Vidiciatico-Olistho-
stromargille, ca. 750 m NW Vallorsara an der
Straße nach Rovolo.

2.512 Die M.Beccara-M.Roncadello-Struktur

Sie erstreckt sich vom Gebiet nördlich des M.Beccara bis zum M.Roncadello im SE, wird dann unterbrochen und setzt sich südlich Riccovolto in sehr diskontinuierlicher Weise nach SE in das Nachbargebiet fort.

Streng genommen trifft die Bezeichnung 'Antiklinale' nicht zu. Denn wir haben es hier lediglich mit einem in die Luft ausstreichenden, sich in seiner Mächtigkeit verringernden überkippten Flügel zu tun. Da aber der Pievepelago-Sandstein als Teil der Basisserien, die ja den gleichen Faltenwurf wie der Cervarola-Sandstein zeigen, stellenweise normal liegt, kann auf die Existenz eines heute abgetragenen normalen Flügels geschlossen werden, so daß der Terminus 'Antiklinale' gerechtfertigt ist.

Diese Struktur ist in mehrfacher Hinsicht interessant. Sie endet im NW des M.Beccara infolge Auskeilens des Cervarola-Sandsteins und der Pievepelago-Mergel, ohne daß ein starkes Achsenabtauchen oder eine Achsenumbiegung zu beobachten ist. Während das NW-Ende der Antiklinale also sedimentäre Ursachen hat (primäres Trogende), kommen für das abrupte Verschwinden westlich Pietravolta nur tektonische Gesichtspunkte in Betracht (s. u.). Südlich Riccovolto setzt sich die Struktur fort, allerdings stark gestört, in seiner weiteren Fortsetzung mehrfach unterbrochen und mit einer anderen Achsenlage.

NARDI (1965) erklärt die Unterbrechung zwischen Pietravolta und Riccovolto sedimentär durch einen lateralen Wechsel zwischen Sandstein, Mergeln und roten Schieferen ('red beds'). Die Kontakte sind aber eindeutig tektonisch. In dem ersten großen Bachanriß westlich Pietravolta sieht man, wie der Sandstein durch seine liegenden Mergel tektonisch abgedrängt wird und sich dabei steil aufrichtet. Ähnliches ist auch am Kontakt Sandstein/Mergel südlich Riccovolto zu beobachten. Dieses Phänomen ist am besten durch die Annahme eines stark aufgebogenen südlichen Beckenrandes des Cervarola-Sandsteins zu erklären, wodurch es den Basisserien möglich war, sich lokal über den CS und dessen Hangendserien hinweg in Form einer kleinen Gleitdecke zu ergießen (vgl. RENTZ, 1967; s. Kap. 3.31). Dies wird noch dadurch erleichtert, als das Gebiet zwischen Pietravolta und Riccovolto - und vielleicht auch noch die anschließende östliche Region bis zum M.Valdolana - eine

synsedimentäre Schwächezone darstellen dürfte. (Über die genauen Bewegungsvorgänge s. Kap. 3.31). Erstmals beschrieben REUTTER (1966) und REUTTER & SCHLÜTER (1968) derartige Beckenrand-Aufbiegungen aus dem CS bei Bobbio (Prov. Piacenza) und vom M.Cervarola.

Daß man es bei der Struktur vom M.Beccara-M.Roncadello mit dem aufgebogenen primären Beckenrand zu tun hat, darauf deutet auch die gegenüber den östlichen Vorkommen stark reduzierte Mächtigkeit (Prof. 11-13) sowie das Auskeilen des CS nach NW hin. Die Aufbiegung muß hier etwas später als bei Bobbio und am M.Cervarola erfolgt sein, nämlich zu einem Zeitpunkt, als sich über dem CS und seinen Hangendmergel bereits die obersten Olisthostrome abgelagert (unteres M.- Miozän).

Die stark streuenden Schichtflächenpole ergaben für den Abschnitt M.Beccara-M.Roncadello ein β_{ss} von 120/5 NW sowie ein β'_{ss} von 155/10 SE und ein β''_{ss} von 90/20 W. Die deutlich abweichende Achsenlage des CS südlich Riccovolto und östlich davon ($\beta_{ss} = 84/8$ W bzw. 96/0) könnte hier im E ein Widerlager vermuten lassen, das zum Umschwenken der Trogachse führte. Es gibt aber keinerlei Hinweise für ein solches Widerlager. Vielmehr dürfte die abweichende Achsenlage mit der Bildung einer synsedimentären Schwächezone zwischen Pietravolta und dem M. Valdolana in Zusammenhang stehen (s. o.). In dieser Zone wird der Sandstein durch die nach N drängenden Basisserien mehrfach durchbrochen und hat - eingehüllt in die inkompetenteren Gesteine und wohl auch zum größten Teil von seiner primären Unterlage abgesichert - infolge dieses Druckes eine relative Drehung gegenüber seiner ursprünglichen Lage erfahren. So ist z. B. der CS südlich Riccovolto im E, W und S von seinen liegenden Mergeln und im N von den Olisthostromargille umgeben. Bewegungen in Form von Abscherungen zwischen Substrat und Sandstein sind hierbei von vornherein zu erwarten (vgl. hierzu DS 14 u. 15).

Die nördliche Begrenzung der Antiklinale wird durch eine großartige Störungszone gebildet, teils mit abschiebendem (im W-Teil; Prof. 11), teils mit aufschiebendem Charakter (im E). Der Sandstein grenzt tektonisch und lokal mit einer Ruschelzone (Abb. 30) unmittelbar gegen die hangenden Olisthostromargille; die Hangendmergel fehlen hier. Ob sie bei den Bewegungen zwischen dem Sandstein und seinem Hangenden total abgesichert sind oder ob sie in

diesem Abschnitt primär nicht abgelagert wurden, ist aus dem Geländebefund nicht eindeutig zu entscheiden. Der tektonisierte Kontakt spricht eher für die erste Möglichkeit. Eine Zerlegung in Bruchschollen ist hier weniger ausgeprägt als bei den Antiklinalen des Modino-Sandsteins, obwohl schon im Gelände die scharfen, senkrecht b verlaufenden Dehungsklüfte des CS (meist Abschiebungen; bc-Flächen; Abb. 23) auffallen.

Eine völlig andere Interpretation hat die Antiklinale von Civago in der italienischen Literatur erfahren. LOSACCO (1953) und AZZAROLI (1955) deuten sie - wie auch den Modino-Sandstein der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur - als vom toskanischen Maigno losgerissene, von den auflagernden Tonschieferserien passiv verfrachtete und jetzt isoliert in den Argille steckende Schichtpakete. Eine ähnliche isolierte Lage kommt auch in den Profilen von NARDI (1965), BERTOLLI & NARDI (1966) und FAZZINI (1966) zum Ausdruck, da diese Autoren den (Cervarola-) Sandstein, der die Antiklinalen von Gazzano und Gova aufbaut, als Modino-Sandstein deuten und ihn unter dem Cervarola-Sandstein nördlich Civago hinweg mit dem Strukturkomplex des M.Cusna-M.Giovarello verbinden.

2.52 Die Antiklinale von Gazzano

Ca. 1,4 km nördlich der Antiklinale von Civago - von dieser durch die Synklinale von Gazzano getrennt - taucht ein neues Strukturelement in Form eines nach allen Richtungen mehr oder weniger gleichmäßig abtauchenden Sattels auf, mit einem Kulminationspunkt im Dolotal südlich Rovolo. Diese Antiklinale erstreckt sich ca. 1,4 km in N-S- und ca. 1,7 km in E-W-Richtung und wird vom Dolo senkrecht zum Achsenstreichen in einem 200 m tiefen Canyon durchbrochen.

Die Struktur besteht aus Cervarola-Sandstein und seinen Hangendmergeln. Beide fallen nach allen Richtungen gleichmäßig unter die auflagernden Olisthostromargille, die auf der Antiklinale bereits zum größten Teil abgetragen sind.

Über den weiteren Verlauf des Sattels im Untergrund lassen sich nur Vermutungen anstellen. Im S dürfte er unter der Syn-

klinale von Gazzano mit dem überkippten Flügel der Civago-Antiklinale in Verbindung stehen (mittleres Einfallen der Straten nach S); im N wird vermutlich ein von der Erosion noch nicht angeschnittener überkippter Flügel gebildet (Abb. 92). Dieser geht wieder in eine normale Lagerung über und taucht weiter im N als Antiklinale von Gova noch einmal auf.

Problematischer sind die Fortsetzungen nach W und E. Im Gegensatz zur Civago-Antiklinale läßt sich hier kein Auskeilen des Sandsteins und der Mergel nach NW (von einer Mächtigkeitsreduktion einmal abgesehen) und damit auch kein Ausklingen der Struktur nachweisen. Nach E taucht der Sandstein mittels einer Kleinfalte unter die hangenden Argille bzw. verschwindet unter allochthoner Bedeckung, analoge Strukturen treten aber weiter im SE bei Montecreto und Fanano wieder auf (REUTTER, 1966). Zu einem ähnlich ausgeprägten Antiklinal-Schuppenbau wie im SE (HEYMANN, 1968) ist es aber hier nicht gekommen; die großen Entfernungen zwischen den einzelnen Strukturen im untersuchten Gebiet sprechen dagegen. Es ist kaum anzunehmen, daß in dem verbleibenden Zwischenraum weitere Antiklinal-Elemente im Untergrund versenkt sind, so daß die Raumverkürzung zur Bildung N- bis NE-vergenter Antiklinal-Schuppen geführt hätte. Vielmehr dürfte hier ein einfacherer Baustil aus überkippten Antiklinalen und Synklinalen vorliegen (Abb. 92). Mit REUTTER (1966) (vgl. auch RENTZ, 1967) ist anzunehmen, daß die Faltungsintensität innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit von SE nach NW schwächer wird.

Im N und S wird die Antiklinale durch Abschiebungen begrenzt mit einem maximalen Versatz von mindestens 400 m. An ihnen ist die Sattelstruktur horstartig herausgehoben worden, während sich die Synklinalen im N und S um den gleichen Betrag grabenartig einsenkten (Horste und Gräben mit apenninischer Richtung). Weiterhin ist die ganze Antiklinale von zahlreichen, z. T. synrogenen NE-SW bzw. NW-SE streichenden Störungen (meist Abschiebungen; Abb. 73) durchzogen.

Die Achsenrekonstruktion zeigt ein relativ deutliches β von 105/0 (DS 17 auf der TK); zwei Querfalten sind mit β von 152/0 und $\beta'' = 54/16$ SW angedeutet. Die horizontale Lage der Achse β gilt nur für den gesamten Bereich; im NW-Teil schiebt sie - gemäß dem allgemeinen Einfallen - nach NW ein, im E nach SE bis E. Im SE hat das starke Achsenabtauchen vermutlich zur Bildung einer sekundären Querfaltenstruktur geführt (Fosso del Pennaccione NE Muschioso) mit einem β von 50/15 SW aus 5 ss-Werten. Eine Reihe ähnlicher, jedoch auf den oberen dünnbankigen, mergeligen Teil des Cervarola-Sandsteins beschränkter Kleinfalten sind im T.Cervarolo südlich Costalta zu beobachten. Hier mag aber in erster Linie der Wechsel von kompetenten Turbiditen im Liegenden zu inkompetenteren Laminiten im Hangenden zur Bildung derartiger Gleitfalten geführt haben (disharmonische Faltung). Das Einschieben der Faltenachse nach NW kann dieses Phänomen verstärkt und die Eintauchrichtung der sekundären Achsen mitbestimmt haben. Es handelt sich hier jedoch um keine echten Querfalten, obwohl die Achsenrichtungen bis zu 45° von der Primärrichtung abweichen. Folgende β -Werte ließen sich ermitteln (insgesamt 19 ss-Messungen): 109/67 SE (hier überrascht das sehr steile Eintauchen nach SE), 114/3 NW, 147/4 NW, 144/11 NW und 166/0.

2.53 Die Antiklinale von Gova

Ihr Baustil ähnelt der der Gazzano-Antiklinale, nur daß an ihrem Aufbau mehr Serien beteiligt sind (hier kommt noch die Suviana-Serie hinzu). Sie taucht ca. 4,4 km nördlich des Gazzano-Sattels unter der allochthonen Gleitmasse von Pietravolta-Gova hervor und erstreckt sich 2 km weit nach N bis zum großen Knick des T.Dolo in die E-W-Richtung. Einschließlich der Suviana-Serie im E ist sie auf einer Breite von 5 km aufgeschlossen.

Auch hier handelt es sich um eine beulenförmige Aufwölbung mit einem Kulminationspunkt etwa an der Einmündung des Fosso Scodella in den T.Dolo, die vom Dolo canyonartig von N nach S durchschnitten wird. Die Antiklinale taucht nach allen Seiten mehr oder weniger gleichmäßig ab. Im S wird sie von der Gleitmasse von Pietravolta-Gova, im E und zum großen Teil auch im N von den allochthonen Emilianiden (Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit) verdeckt (Prof. 9, 10, 18). Von einigen italienischen Autoren (u. a. LOSACCO, 1966) wird sie als einfache Monoklinale beschrieben. Es sei aber daran erinnert, daß die Gova-Antiklinale wie der Gazzano-Sattel im N mit Sicherheit über-

kippt (NE-vergente Antiklinale; Abb. 92), wenn es auch zu keinem Schuppenbau kam (vgl. Kap. 2.52).

An E-W bzw. NE-SW streichenden Abschiebungen ist es zu einer teilweisen horstartigen Heraushebung der Antiklinale gekommen (Abb. 69; Prof. 9, 10, 18).

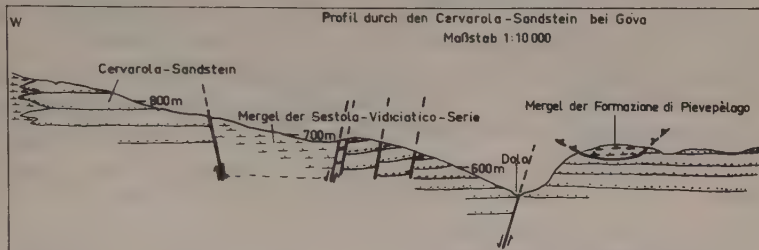


Abb. 69

Dadurch, daß die kompetenten Gesteine eines unteren (Cervarola-Sandstein) und eines oberen Niveaus (Suviana-Sandstein) durch inkompetente Schichtglieder (Mergel mit Olisthostromen) getrennt sind, wird eine **S t o c k w e r k s t e k t o n i k** verursacht. Beide Niveaus zeigen unterschiedliche Beanspruchungspläne, obwohl sie derselben Struktur angehören. In der Suviana-Serie mögen sich dazu noch sekundäre Verschiebungen abgespielt haben, ausgelöst durch die überschiebenden allochthonen Emilianiden bzw. die Gleitmasse von Pietravolta-Gova. Die Suviana-Serie kann dabei an ihrer Basis (kompetente Sandsteine) vom plastischeren Untergrund (Mergel) abgesichert sein.

So zeigt das Diagramm DS 18 auf der TK für den Cervarola-Sandstein eine deutliche gürtelartige Anordnung der Schichtflächenpole mit einem β von 98/5 W bzw. 100/10 E (wie bei der Gazzano-Antiklinale^{ss}). Schiebt die Achse im W nach W bis NW und im E nach E bis SE ein) und zwei vermutlichen Querfalten ($\beta' = 145/10$ SE und $\beta'' = 76/12$ NE). Demgegenüber wurde für die Suviana-Serie ein generelles β von 32/20 SW bzw. 52/8 SW ermittelt (DS 21 auf der TK). Querfalten sind durch die Werte 128/10 SE und 67/0 angedeutet. Es fällt auf, daß in beiden Niveaus NE-SW- und NW-SE-Elemente vorhanden sind, die ersten in der Suviana-Serie als Hauptfaltenachsen und die zweiten als Richtungen von

Querstrukturen, im Cervarola-Sandstein dagegen genau umgekehrt. Dies deutet schon auf eine gemeinsame Achsenprägung hin. Die verschiedenen äußeren Einflüsse (s. o.) führten aber dazu, daß in dem einen Niveau bestimmte Richtungen unterdrückt wurden, während sie in dem anderen hervortraten und umgekehrt.

Bemerkenswert ist eine Kleinfalte an der N-Flanke dieser Struktur im Dolotal südlich Monzone. Sie ist als eine der NE-vergenten Antiklinale aufgesetzte Sekundärfalte zu betrachten ($\beta_{ss} = 124/24$ NW), offenbar wieder ein Ergebnis disharmonischer Faltung.

Bei einem Vergleich mit den Antiklinalschuppen im Bologneser Apennin könnte man die Gova-Antiklinale mit der M.Grande-Montea-cuto-Antiklinalschuppe (Komplex III) von HEYMANN (1968) parallelisieren.

2.54 Die Synklinale von Gazzano

Die Antiklinalen von Gazzano und Civago sind durch eine max. 1,5 km breite Synklinale getrennt, die im SE und E von der Gleitmasse von Pietravolta-Gova verdeckt wird und sich im NW durch das Abtauchen der Gazzano-Struktur mit der Synklinale von Novellano-Romanoro verbindet. Sie ist ausschließlich mit Material der Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille erfüllt; ihre einzelnen Strukturen sind daher nur anhand der eingeschalteten kompetenteren Olistholith-Komplexe teilweise rekonstruierbar. Die plastischen Tone haben die einengenden Kräfte aufgefangen, was zu einer intensiven Zerschörung, Zerklüftung, Fältelung und Verschuppung im Mikrobereich führte. Dies und ein zusätzlich diapirisches Verhalten verhinderte die Ausbildung von Großstrukturen ähnlich denen der Gesteine im Liegenden, deren Faltenwurf die Argille im Prinzip abbilden.

In einem Schichtflächendiagramm (DS 19 auf der TK) konnte ein angenähertes β_{ss} von 64/28 SW ermittelt werden sowie ein undeutlicherer Wert von 123/22 NW. Antiapenninisch streichende Strukturen (64/28 SW) sind bei der Heterogenität der Serie und ihrem teils disharmonischen, teils diapirischen Verhalten orogenetischen Kräften gegenüber von vornherein zu erwarten. Die 123/22 NW-Richtung könnte die analoge Muldenachse parallel zur Sattel-

achse der Antiklinalen im N und S darstellen.

Von besonderem Interesse war die Achsenlage einiger Olistolith-Komplexe in den Tonschiefern. Man hätte durchaus damit rechnen können, daß sich ihre Achsen - zumindest in den größeren Komplexen - beim Vorrücken der Olisthostrome mehr oder weniger parallel zueinander und senkrecht zur Gleitrichtung der Olisthostrome angeordnet hätten. In Wirklichkeit liegen sie ungeordnet. Auffallend ist die Häufung der β_{ss} -Werte im NE- und SW-Sektor, also quer zum Apenninstreichen (Diagramm 6 auf der 'TSS'), was wiederum auf disharmonische und z. T. wohl auch diapirische Bewegungen der plastischen Tonschiefer zurückzuführen ist. Bildungen von Querstrukturen durch starke Achsendepression bzw. -flexuren kommen hier nicht in Betracht.

2.55 Die Synklinale von Novellano-Romanoro

Sie trennt die Antiklinalen von Gazzano und Gova und erstreckt sich ca. 4,4 km in N-S- und 4 km in E-W-Richtung. Hinsichtlich ihres Baustils gilt für sie das gleiche wie für die Gazzano-Synklinale, zumal beide Strukturen westlich Costalta ineinander übergehen, bedingt durch das Abtauchen der Gazzano-Antiklinale nach W und E (Rovolo-Muschioso). Da auch die Gova-Antiklinale nach W verschwindet, verbindet sich die Novellano-Synklinale im Gebiet von Costabona ebenso mit der 'Synklinale von Macognano', die aber fast völlig von den allochthonen Emilianiden verdeckt ist und daher hier nicht behandelt wird.

Im W und NW wird die Synklinale von Novellano-Romanoro durch die allochthonen Liguriden, im E durch die allochthonen Emilianiden überlagert. Rechnet man noch die letzten Ausläufer der 'Synklinale von Macognano' hinzu, dann endet sie im NW an einer großen Aufschiebung im Secchiello-Tal südlich Villa Minozzo, keilförmig eingeschlossen zwischen allochthonen Liguriden im SW und W und allochthonen Emilianiden im N und E.

Bei Rovolo scheinen die Argille diskordant auf den Sandsteinen und Mergeln der Gazzano-Antiklinale zu liegen (fast völliges Fehlen der Mergel bei Rovolo; große Mergelmächtigkeit weiter im S; Prof. 11, 17). Hier kann die Überschiebungsmasse von Pietravolta-Gova, deren W-Grenze sich 300-400 m östlich Rovolo befindet, lokale Abscherungen und Verschuppungen hervorgerufen haben, falls man nicht auch hier primäre sedimentäre Ursachen dafür ver-

antwortlich machen will (sedimentäre Verdrängung der Mergel in verschiedenen Niveaus durch Olisthostrome).

Die Auswertung der aus kompetenten Olistholith-Komplexen (vor allem Alberese und Fiumalbo-Sandstein) gewonnenen β_{ss} -werte ergab wie bei der Gazzano-Synklinale eine auffällige Häufung im NE- und SW-Sektor (Diagramme DS 20 auf der TK und 6 auf der 'TSS').

2.6 Die Stellung der Tosko-Emilianischen Flyschsandsteine im nordapenninen System

Als Reaktion auf die bis zu Beginn der 60iger Jahre geltenden Vorstellungen von der Autochthonie der meisten tertiären Flyschsandsteine des Nordapennins mit einer kontinuierlichen, von SW nach NE allmählich jünger werdenden Flyschentwicklung (Florentiner Schule) und einem räumlich eng begrenzten Hinabgleiten von den Toskaniden I (MERLA, 1951) wurde 1962 der bereits von TILMANN (1926) formulierte Gedanke einer

- 1) "Toskanischen Decke" (Toskaniden II) von den Geologen der Pisaner Schule (NARDI & TONGIORGI, 1962; GIANNINI, NARDI & TONGIORGI, 1962) aufgegriffen und modifiziert. Sie trennten die Sandsteine mit dem unterlagernden Mesozoikum westlich der M.Orsaro-M.Cetona-Linie ('macigno' i.e.S.) von der sog. 'serie toscana' s.l. ab. Die liegende Großfalte der M.Orsaro-M.Cetona-Struktur soll als "Stirnfalte" die östliche Begrenzung der toskanischen Decke ('falda toscana') darstellen. Der sich im NE anschließende Cervarola-Komplex wurde als autochthone Einheit im Übergangsbereich zwischen dem Pseudomacigno des toskanischen und der marnoso arenacea des umbrischen Autochthons betrachtet. NARDI (1965) nahm dagegen eine mehr semiautochthone Stellung des 'complesso del Monte Cervarola-Monte Modino' an, abgelagert z. T. vor der Front der 'falda toscana'. Die Sandsteine dieses Komplexes wurden von ihm als sedimentäre Fortsetzung des Macigno angesehen.

Eine neue Interpretation erfuhr der Cervarola-Komplex durch die Einbeziehung in den toskanischen Deckenbau (BALDACCI, ELTER et al., 1967). So werden im ursprünglichen toskanischen Faziesraum zwei Zonen unterschieden: eine *i n t e r n e*, aus der die 'falda toscana' bezogen wird ("unità principale") und eine *e x t e r n e*, in der das Autochthon der Apuaner Alpen und der Modino-Cervarola-Komplex beheimatet gewesen sein sollen ("sotto-unità del Cervarola"). Nach dieser Auffassung bildete der Cervarola-Komplex zum großen Teil das stratigraphische Hangende des Autochthons der Apuaner Alpen (Pseudomacigno). Unter dem Druck der sich an der Wende Oligozän/Miozän ('Aquitane-Phase') unmittelbar westlich der heutigen Apuaner Alpen bildenden ersten Deckenfront ('fronte della falda toscana') scherte der Cervarola-Komplex teils im Niveau der Scaglia rossa, teils im unteren Bereich des Pseudomacigno ab und wurde bis auf das umbrische Autochthon vorgeschoben. Der Pseudomacigno würde demnach nur die liegegebliebenen Reste des Cervarola-Komplexes darstellen. Im Torton soll sich dann die externe (östliche) Deckenfront dieser Einheit gebildet haben. Gegen diese elegante Theorie, die vor allem ohne weitreichende Verfrachtungen an der Deckenfront nur mit Hilfe einer starken internen Kompression des Cervarola-Sandsteins auskommt, lassen sich neben tektonischen vor allem stratigraphische Argumente vorbringen (vgl. Kap. C. 2.118); sie führten

zur völligen Loslösung der Modino-Cervarola-Einheit von der 'serie toscana' s.l. und zu ihrer Zuordnung zu einer *E m i l i a n i s c h e n F a z i e s* (REUTTER & SAMES, 1964; REUTTER, 1966 u. 1968). Folgende Gegenargumente zur Theorie von BALDACCI, ELTER et al. (1967) seien hier erwähnt:

- a) Nach BALDACCI, ELTER et al. darf der Modino-Cervarola-Komplex kein Mesozoikum an seiner Basis haben, da er im Niveau der tertiären Scaglia rossa abgeschert sein soll. Wie aber im stratigraphischen Teil gezeigt wurde (C.2.118), reicht diese Einheit bis in die U.-Kreide zurück. Damit wird eine direkte Verbindung mit dem Autochthon der Apuaner Alpen und auch mit der 'falda toscana' unmöglich.

- b) Der Kontakt Modino-Basisserien - Macigno ist stets tektonisch, z. T. sogar mit Winkeldiskordanzen.
- c) Auch von den Nappisten der Pisaner Schule wird ein primäres Ende des Macigno am M. Orsaro angenommen. Der Macigno der 'falda toscana' soll nun wenigstens randlich die stratigraphische Unterlage des Modino-Cervarola-Komplexes bilden. Da aber bei Bobbio der Cervarola-Sandstein ohne toskanischen Macigno auftritt, wird auch hier eine solche Verbindung zweifelhaft.
- d) Die für die Trennung der 'falda toscana' vom Cervarola-Komplex mit herangezogene 'aquitane Phase' existiert nicht. Einerseits endet die Macigno-Sedimentation in dem gleichen Maße, wie die 'falda toscana' vorrückt; andererseits soll östlich dieser Bewegungsfront die Sedimentation weitergehen (Cervarola-Komplex). Beide Einheiten (Macigno u. Cervarola-K.) machen aber im Bereich der Hauptkette den gleichen Faltenwurf.
- e) Während die Toskanische Serie nur weiträumige Verbiegungen mit einer abschließenden E- bis NE-vergente, liegenden Großfalte zeigt, ist die Modino-Cervarola-Einheit (MCE) durch stark verschuppte, engständige, kleine Faltenbilder charakterisiert.
- f) Der Metamorphit vom Passo dell'Ospedalaccio stammt sicher nicht aus der Schuppenzone von Massa (BALDACCI, ELTER et al., 1967), sondern ist mit den Trias-Gipsen an Dehnungsstörungen diapirisch aus dem unterlagernden toskanischen Substrat aufgestiegen (KRAMPE, 1964).
- g) Die Verdoppelung der toskanischen Schichtfolge in der Umrandung der Apuaner Alpen muß nicht auf eine Deckenbewegung beruhen, sondern kann auch durch lokale U n t e r s c h i e b u n g e n des Autochthons der Apuaner Alpen unter die Toskaniden II erklärt werden (WACHSMUTH, 1966; HARTUNG, 1966; GÜNTHER, 1966). Dadurch erhält ein Teil der toskanischen Serie zwangsläufig die Stellung eines Parautochthons, obwohl die relativen Bewegungen zum Untergrund sehr begrenzt blieben.

Diese Argumente unterstreichen die Zugehörigkeit der MCE zu einer emilianischen Faziesprovinz und die notwendige Trennung von der 'falda toscana' s.l.

Infolge der starken lateralen Kompression während der miozänen Orogenese und infolge der Verschluckung der trennenden Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum ist die MCE mit ihren Flyschsandsteinen im SW randlich bis zu 5 km auf den Macigno als jüngstem Schichtglied der 'serie toscana' aufgeschoben bzw. vom

Macigno unterschoben worden ebenso wie im NE von der umbrischen 'marnoso arenacea' (REUTTER, 1968).

Aus den oben angeführten Gründen ist sowohl für die Toskanische Serie als auch für die MCE eine weitreichende Deckenverlagerung, wie sie von BALDACCI, ELTER et al., 1967, postuliert wird, nicht notwendig. Den tektonischen und stratigraphischen Gegebenheiten wird vielmehr die Annahme einer *parautochthonen* Stellung der tosکو-emilianischen Flyschsandsteine und der mit ihnen stratigraphisch verbundenen Serien gerecht - allerdings mit den Einschränkungen des Kap. D. 1 -, wobei nach NE die Verschiebungsbeträge der einzelnen Bauelemente abnehmen.

3. DAS A L L O C H T H O N

Die parautochthonen Gesteinsserien der Modino-Cervarola-Einheit werden diskordant von allochthonen Schichtfolgen überlagert, die als gravitative Gleitdecken aus dem ligurischen und dem emilianischen Faziesraum zu beziehen sind.

Auch die toskanischen Triasdiapire sowie die "Gleitmasse von Pietravolta-Gova" als lokale, kleine Gleitdecke innerhalb der MCE werden an dieser Stelle behandelt.

3.1 Die Gipsdiapire

Das Gipsmassiv des Secchia-Tales ist mit 13 km Länge, 1,5 km Breite und bis zu 300 m aufgeschlossener Mächtigkeit die größte halokinetische Struktur im Nordapennin. Die Auffälligkeit dieses Elementes führte bereits vor der Jahrhundertwende zu einer Reihe von Untersuchungen. Auch später waren die Gipse Gegenstand zahlreicher Arbeiten, ohne daß aber bisher eine befriedigende Lösung über ihre Herkunft und Stellung vorgeschlagen wurde (s. Kap. C.1.1). Von den neueren Arbeiten seien hier noch einmal die von KRAMPE (1964 u. 1969) und von BALDACCI, ELTER et al. (1967) erwähnt.

Nach KRAMPE (1964) gehören die Gipse des Secchia-Tales autochthon in die Serie des M. Ventasso ebenso wie die Mehrzahl der sie umgebenden Gesteine (Modino-Basisserien, Modino-Sand-

stein). Sie sind an großen, tiefreichenden Dehnungsstörungen diapirisch aufgedrungen. Kleinere Aufschlüsse innerhalb der Modino-Basisserien könnten durch heute abgetragene, allochthone Schichtfolgen (Kalk-Ton-Serie; ligurische Buntschieferserie) aus dem Bereich der Toskaniden II heraus weit nach N verfrachtet worden sein. 1969 faßt der gleiche Autor die Gipsmassive zwischen Sassalbo und Busana als Teile der toskanischen Serie auf. Sie seien von dort z.T. losgerissen, passiv als Olistholithe in allochthonen Schieferserien nach N transportiert und auf Gesteinen der Modino-Cervarola-Einheit abgelagert worden. Das große Massiv des Secchia-Tales sei aber nicht als Olistholith aufzufassen. BALDACCI et al. (1967a u. b) sehen aber dieses Massiv als Riesenolistholith in Olisthostromen der Modino-Cervarola-Einheit an, die sie als Vorläufer der ersten ligurischen Gleitdecke aus dem Gebiet der sich hebenden Schuppenzone von Massa betrachten. Eine Herkunft aus dem tieferen Untergrund wird von den Autoren verworfen. Vielmehr sollen sich unter den Gipsen 'argille scagliose' in 'intraformationaler Lagerung' (Olisthostrome) befinden.

Eine Deutung der Gipsmassen als Olistholith ist aber auf keinen Fall möglich, da die Gipse mit tektonischem Kontakt gegen verschieden alte und verschiedenen tektonischen Einheiten angehörende Serien stoßen. Selbst die Schiefer, die nach BALDACCI et al. für den Transport der Gips-Olistholithe verantwortlich sein sollen, sind Teile verschiedener (paraautochthoner und allochthoner) Einheiten (Modino-Basisserien; Cantiere-Basisargille; Buntschiefer der Liguriden II; teils olisthostromatisch, teils noch im Schichtverband). Weiter im E stoßen die Gipse sogar gegen Alberese- und Molasse-Platten. Hier stehen keine, für den Transport notwendige Schiefer mehr an. Diese Position läßt nur den Schluß zu, daß die Evaporite *d i a p i r i s c h* aus dem Untergrund aufgedrungen sind - und zwar nachdem der Falten- und Deckenbau abgeschlossen war. Als Aufstiegszonen kommen vor allem postorogene, tiefreichende Dehnungsstörungen in Frage, besonders an der Grenze verschiedener tektonischer Einheiten. So sind die Gipse auffälligerweise am Kreuzungspunkt dreier tektonischer Einheiten konzentriert (östlich Busana).

Als weitere Argumente für eine diapirische Erklärung und gegen die Olistholith-Theorie können noch folgende Punkte herangezogen werden:

- 1) Bedenkt man die hohe Plastizität des Gesteins, so ist das zusammenhängende Gipsmassiv für einen Olistholith viel zu groß (0,6 km² Gips sind aufgeschlossen!). Das beulenförmig aufgewölbte Massiv wird im Zentrum von der Secchia und vom Ozola zerschnitten; die Flanken fallen steil ab, was die Fortsetzung des 'Gewölbes' nach der Tiefe zu vermuten läßt (mindestens weitere 300 m Gips im Untergrund; Prof. 1, 2). Es liegt hier also ein echter G i p s d o m im Sinne von LOTZE (1953) vor.
- 2) Dolinen wurden nicht beobachtet, obwohl das Gestein prädestiniert dafür ist. Ständiges Nachdringen von der Tiefe her verhindert offenbar die Entstehung großer Hohlräume infolge zirkulierender Wässer (was als Beweis für die bis heute anhaltenden diapirischen Bewegungen aufzufassen wäre).
- 3) Dort, wo Gipse und Tonschiefer aneinandergrenzen, enthalten die Schiefer keine kleinen bis kleinsten Gipskörper (Olistholithe), was man bei einem Transport als Megolistholith eigentlich erwarten sollte. Kleinere Vorkommen (E Primaore; S und E Piolo) können - falls sie nicht im Untergrund mit dem großen Massiv zusammenhängen - als während des diapirischen Aufdringens losgelöst und jetzt isoliert in den Schiefen schwimmende "Späne" betrachtet werden. Eine Verfrachtung als Olistholith ist auch in diesen Fällen auszuschließen.
- 4) An verschiedenen Stellen haben die Gipse Gesteine des tieferen Untergrundes mit hochgeschleppt. So schalten sich zwischen Cantiere- bzw. Orocco-Caio-Alberese und Gips häufig kleine Fetzen stark brekziierter und chaotischer Schiefererien ein (Buntschiefer bzw. Basisargille mit Ophiolithen; S Vologno, E Villa/Sologno). Sie stammen mit Sicherheit von der Basis der Alberesegesteine und müssen von den Gipsen hochgeschleppt worden sein, da sie nach dem Faltenbau des Alberese an diesen Stellen normalerweise nicht erscheinen dürften (Prof. 5). Von großer Wichtigkeit ist in diesem Zusammenhang die Existenz eines größeren, in den Evaporiten eingeschlossenen Schichtpaketes ('Serie vom Molino del Rosto'), das als leicht metamorphe Basis des Cerreto-Sandsteins gedeutet wurde (Kap. C. 1.47) und das für die Frage nach der Herkunft der Gipse von größter Bedeutung ist (s.u.). Die leichte Metamorphose der Gesteine kann durch den relativ hohen Druck bei der diapirischen Wanderung der Evaporite verursacht worden sein.

Aus diesen Punkten folgt, daß auch eine primäre passive Verfrachtung der Gipse durch Schiefererien mit anschließendem sekundären Diapirismus nicht in Betracht kommt.

Ein weiteres Problem besteht in der Frage nach der Herkunft der Salinargesteine. Am Cerreto-Paß und bei Sassalbo sind die Beziehungen zum toskanischen Mesozoikum klar und allgemein anerkannt. Die auffällige starke bis völlige Reduzierung der evaporitischen Trias (calcare cavernoso mit Gips, Dolomiten und Rauhwacken) in den mesozoischen Kernen der Toskaniden II (Mommio Pania di Corfino, Lima-Tal) läßt vermuten, daß die sehr plastischen Evaporite bei der Faltung der Toskaniden aus dem Cavernoso der starren mesozoischen Kerne ausgewandert und in druckentlasteten Zonen wieder aufgedrungen sind. Eine solche Zone stellt zweifellos das Gebiet zwischen dem M.Ventasso und der Secchia, insbesondere aber das Secchia-Tal selbst dar. Als Wanderweg kommt z.B. die große Aufschiebung zwischen der Hauptkammfalte und der Cerreto-Antiklinale sowie zwischen dieser und der Modino-Cervarola-Einheit in Frage (Abb.92). Dabei haben die Gipse lokal Basisserien des Macigno oder des Cerreto-Sandsteins mitgerissen ('Serie vom Molino del Rosto'; sie beweist die Herkunft der Triasgesteine aus dem toskanischen Faziesraum). Die kleinen Gipskörper, die in den Schiefern zwischen der Hauptkamm- und der Cerreto-Antiklinale bzw. zwischen dieser und der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur auftreten, sind als liegengebliebene Reste der abgewanderten Gipse zu betrachten; sie zeigen deren Wanderweg an. Die ältere Interpretation von KRAMPE (1964), die Gipse gehörten autochthon in die Serie des M.Ventasso, kann damit widerlegt werden.

Die in die Gipse eingelagerten, stark zerbrochenen Dolomitschollen demonstrieren einen komplizierten Fließfaltenbau mit Vergenzen nach allen Richtungen (Beispiel einer Faltung infolge *D i c h t e i n v e r s i o n*; WUNDERLICH, 1966). Auch die aus der Serie vom Molino del Rosto ermittelten Achsen ($\beta_{ss} = 155/53$ S) sind für eine Systematisierung und Ordnung der Gipsfalten wertlos.

3.2 Die Ligurischen Decken

Diskordant über den gefalteten parautochthonen Emilianiden liegen Gesteinsserien, die sich zu zwei zeitlich eng begrenzten, verschiedenen tektonischen Einheiten des ligurischen Faziesraumes zusammen-

fassen lassen: Liguriden I (Kalk-Ton-Einheit; O.-Paläozän - U.-Oligozän) und Liguriden II (Orocco-Caio-Einheit; Cenoman - Maastricht, ?Paläozän). Sie sind im wesentlichen auf den W-Teil des Arbeitsgebietes beschränkt. Eine kleinere Scholle östlich Civago ist der westlichste Ausläufer der M.Rocca-Platte (REUTTER, 1966).

Es handelt sich um Gleitdecken, die sich gravitativ aus dem ligurischen Faziesraum nacheinander in Bewegung setzten. Die jüngsten Sedimente, in einem externen Trog abgelagert (Liguriden I), sind dabei als erste verfrachtet worden und liegen jetzt als erste Einheit unten im Deckenstapel. Die älteren Sedimente eines mehr internen Troges (Liguriden II) folgten nach und liegen heute - obwohl stratigraphisch älter - über den tertiären Liguriden I. Als letzte Einheit glitten die Serien des internsten ligurischen Beckens (Liguriden III; sie sind im untersuchten Gebiet nicht vorhanden) nach NE und liegen jetzt in weiten Teilen des Nordapennins über den beiden vorherigen Decken. Man hat den Eindruck, als ob eine komplette ligurische Schichtfolge zu zeitlich eng begrenzten Einheiten aufgelöst wurde, die sich in umgekehrter Reihenfolge wieder übereinanderlegten (*D i v e r t i k u l a t i o n*). Eine unmittelbare, primäre stratigraphische Verbindung der einzelnen Einheiten im ligurischen Faziesraum dürfte aber nicht bestanden haben.

3.21 Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)

Die primäre Schichtfolge der Einheit -(Kalk-Ton-Serie - Kalke vom Gropo del Vescovo - Ponte Bratica-Sandstein - Petrignacola-Sandstein) ist beim gravitativen Transport der Decke weitgehend aufgelöst worden, verursacht durch die inkompetenten Schiefer an der Deckenbasis und den heterogenen Aufbau der ganzen Einheit. Die kompetenteren Serien über den Schiefeln zerbrachen und stecken jetzt als isolierte Schollen (tektonische Klippen) in ihnen.

Ein besonderes Phänomen beim gravitativen Gleiten dieser Einheit liegt in der Loslösung einzelner Partien vor der vorrückenden Deckenstirn. Sie gelangten als Olisthostrome (die Deckenbewegung erfolgte submarin) in die jeweiligen Vortiefen und

wurden dort eingesedimentiert. So finden sich Gesteine der Liguriden I im Hangenden des Macigno bzw. dessen Dachmergeln (GÜNTHER, 1966; IBBEKEN, 1964; GÜNTHER & RENTZ, 1968; REUTTER, 1960 u.a.). Auch im untersuchten Gebiet treten Gesteine dieser Einheit als sog. "Olisthostromvorläufer" in den ebenfalls olisthostromatischen obersten Argille der Modino-Cervarola-Einheit auf (Kap. C. 3.222). Bei den größeren Vorkommen von Tertiäralberese (Kalk vom Groppo del Vescovo) in den Argille dürfte es sich um Deckenreste der Liguriden I handeln, so besonders die Kalke westlich Civago (Liguriden I und II stehen weiter im E in größerer Verbreitung an; REUTTER, 1966). Ligurischen Ursprungs sind diese Gesteine auf jeden Fall, da ähnliche Serien in den Modino-Basisserien nicht nachgewiesen werden konnten.

Die Liguriden I liegen stets auf den Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit. Der hohe Schieferanteil beider Serien hat zu einer äußerst intensiven Vermischung und Verschuppung zwischen beiden Komplexen geführt, so daß eine exakte Grenze nicht mehr zu ziehen ist. Dies ist besonders an der südlichen Umrandung der M.Prampa-M.Penna-Platte der Fall, wo der ehemals durchgehende Liguriden I-Horizont fast völlig von den emilianischen Olisthostromargille assimiliert worden ist und nur noch vereinzelt als eigenständiges Schichtglied in Erscheinung tritt. Meist läßt er sich nur in Form von Olistholithen in den Argille nachweisen. Die Überschiebungsbahn der Liguriden I ist unverfaltet; die Überschiebung muß also nach dem M.-Miozän, d.h. nach der Faltung der parautochthonen Emilianiden erfolgt sein. Auch hier macht sich der Zusammenhang verstärkter Olisthostrombildung/Ankunft großer Gleitdecken erneut bemerkbar (vgl. Kap. C. 6).

Zur Ausbildung großtektonischer Strukturen ist es infolge des zu hohen Gehaltes an inkompetenten Schiefern nicht gekommen. Die Schiefermatrix ist bei den Einengungsvorgängen total zerschert und in sich verschuppt; Faltenstrukturen lassen sich nicht mehr erkennen. Die kompetenteren Gesteine (Kalke vom Groppo del Vescovo, Petrignacola-Sandstein) paßten sich mehr oder weniger dem Relief an bzw. verhielten sich als eigenständige, starre Massen (Bruchverformung; keine Falten). Lediglich der Ponte Bratica-Sandstein, der hinsichtlich der Kompetenz zwischen den Schiefern und den übrigen Sandsteinen und Kalken (s.o.) steht, ist oft stark gefaltet (S Sologno). Ob die Faltung vor oder während der Überschiebung erfolgte, läßt sich aus den ermittelten B-Achsen nicht

erkennen ($\beta_{ss} = 2/4$ S sowie 82/20 SE und 148/12 SE aus 10 ss-Messungen). Ein Einfluß der gravitativen Gleitbewegung der Decke auf die Bildung und die Richtung der Faltenachsen ist nicht auszuschließen, im vorliegenden Fall sogar wahrscheinlich.

3.22 Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)

Die ausschließlich kretazischen Liguriden II liegen als zweite Gleitdecke auf den tertiären Liguriden I. Der selten aufgeschlossene Kontakt zwischen beiden Einheiten zeigt eine konkordante Überlagerung. Aus dem unverfalteten Kontakt ist zu schließen, daß die Faltung der Liguriden v o r oder w ä h r e n d der Überschiebung erfolgte.

Aus dem gravitativen Transportmechanismus der ligurischen Decken folgt, daß die Liguriden I die parautochthonen Emilianiden und Toskaniden nicht gleichmäßig zugedeckt haben, so daß lokal auch die Liguriden II die erste ligurische Decke bilden können.

Der heterogene Aufbau (plastische, inkompetente Schiefer an der Basis; kompetenter, mächtiger Kalk-Mergel-Flysch im Hangenden) rief eine Stockwerkstektonik mit disharmonischer Faltung hervor. So hat die starke Kompression bei der Faltung in den Buntschiefern lediglich eine intensive interne Verschuppung und Zerschierung verursacht in Verbindung mit der Ausbildung feinsten Schieferflächen und eines unregelmäßigen Kluftsystems. Der Faltungsdruck wurde dadurch völlig kompensiert; Großstrukturen konnten sich nicht entwickeln.

Lediglich der die Buntschiefer faziell vertretende kompetentere, dünnbankige Ostia-Sandstein zeigt einen deutlichen Faltenbau mit langen, spitzen Sätteln und Mulden, deren Achsen um eine apenninische Richtung streuen bzw. zu einer N-S-Richtung tendieren; Querelemente sind nur selten angedeutet ($\beta_{ss} = 120/16$ NW und $137/22$ NW S. Antonio; $137/15$ NW und $26/27$ NE mit eingemessenem B = $135/20$ NW N. Monte Orsaro; $133/33$ NW, $160/25$ NW, $178/12$ N und $45/25$ NE S. M. Penna). Es bleibt fraglich, ob in diesen NE-vergente Falten die Überschiebungsrichtung der Liguriden II zum Ausdruck kommt.

Südwestlich Novellano hat an der Überschiebungsbahn zwischen den Liguriden und den emilianischen Olisthostromargille eine Zerstörung des normalen Schichtverbandes und eine intensive Verschuppung

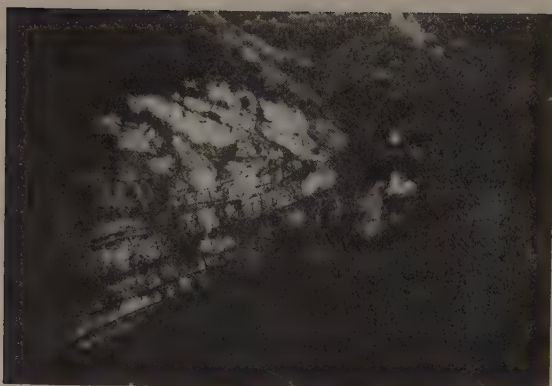


Abb. 70 S- bis SSE-vergente Spitzfalte (Mulde) im Orocco-Caio-Alberese, WNW Deusi am T.Secchiello.



Abb. 71 Stark gestörter und gefalteter Orocco-Caio-Alberese an der Steilwand 500 m SW Secchio.

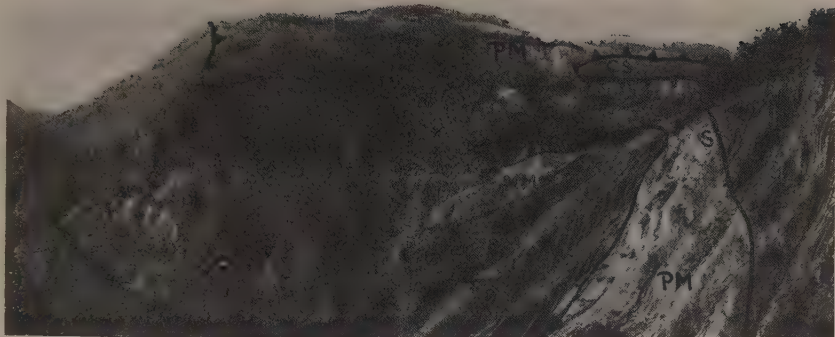


Abb. 72 Gleitmasse von Pietravolta - Gova (Pievepelago-Formation), die im Dolotal östlich Gova den Cervarola-Sandstein (CS) diskordant überlagert.
 FS = Fiumalbo-Schiefer MM = Marmoreto-Mergel
 PM = Pievepelago-Mergel PS = Pievepelago-Sandstein



Abb. 73 Nach NW einfallende Abschiebung ($45/45^{\circ}$ NW) im Cervarola-Sandstein im Rio Muschioso, ca 500 m NW Muschioso.

zwischen emilianischen und ligurischen Serien einerseits, sowie zwischen Liguriden I und II und zwischen Buntschiefer und Alberese der Liguriden II stattgefunden. Bei der Überschiebung der Liguriden II wurden die hier ohnehin geringmächtigen Liguriden I - falls diese nicht schon vorher von den emilianischen Argille assimiliert wurden (Kap. 3.21) - praktisch ausgewalzt. Druck und Gleitbewegungen der ligurischen Decken haben sicherlich sekundäre Scherbewegungen in den noch weitgehend unverfestigten emilianischen Olisthostromserien verursacht.

In Zonen starker Einengung sind die Buntschiefer lokal diapirisch aufgestiegen, so z.B. an steilen Aufschiebungsflächen aus den Faltenkernen südlich des M.Penna, südlich Santonio, östlich Sologno und der stark gestörten Albereseplatte im Gebiet M.della Vignola/M.Rimondatino (N Piolo).

Der Kontakt zwischen Buntschiefern und Alberese ist selten aufgeschlossen; er präsentiert sich dann in Form einer kleinen Ruchelzone, d.h. zwischen beiden Serien haben sekundäre Scherbewegungen stattgefunden. Lokal ist auch der Alberese von seiner Basis abgesichert (s. Tektonische Karte). Häufig ist er infolge seines kompetenten Gesteinsmaterials gefaltet (Falten mit relativ spitzen Sätteln und Mulden; Abb. 70, 71). Besonders der nördliche Außenrand der großen Platte vom M.Penna/Costa di Sologno ist durch derartige Falten gekennzeichnet, während im Innern auf weiten Flächen nur weiträumige, flache Verbiegungen auftreten. So taucht der Alberese am N-Rand mit einer NE- bis N-vergenten, teils spitzen, teils breiten Falte ab (Prof. 5 bis 8) deren Achse zwischen einer E-W- und einer N-S-Richtung schwankt (Abb. 74). Die Streuung wird hier nicht so sehr durch eine Zerlegung in einzelne Blöcke an N-S streichenden Abschiebungen hervorgerufen wie bei der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur (Kap. 2.32); vielmehr hat bereits primär eine Achsenverbiegung vorgelegen. Ganz im W (Sologno) ist eine solche Falte nicht mehr sichtbar, da hier die Bruchscholle der Costa di Sologno zu tief abgesenkt ist. (Über die detaillierten Achsenpläne s. Kap. 4.12). Auch hier liegt die Vermutung nahe, daß die Falten mit der Überschiebung der Liguriden II in Zusammenhang stehen, da die Faltenvergenz mit der heute allgemein anerkannten NE bis E gerichteten

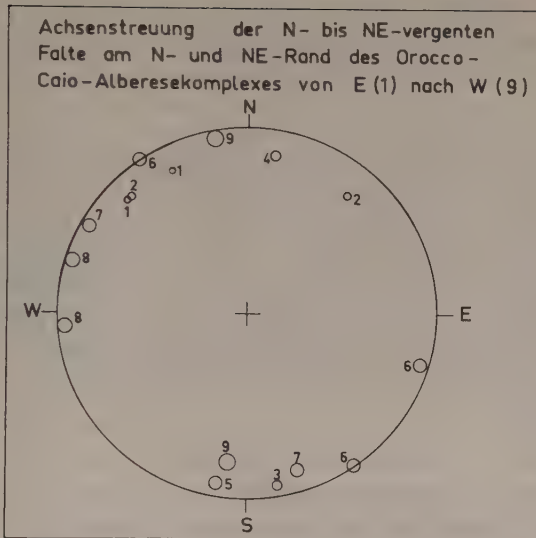


Abb. 74

Überschiebung der Liguriden übereinstimmt (vgl. Diagramme 16a, b auf der 'TSS'). Zweifellos haben sich während der Überschiebung Teile der Albereseplatte von ihrer inkompetenten Unterlage gelöst und sind ihr unter Bildung N-, NE- und E-vergenter Strukturelemente vorausgeeilt, so daß sie jetzt am weitesten nördlich liegen. Im zentralen und südlichen Teil der Platte sind Falten bevorzugt in großen Störungszonen angelegt (Costa di Stefano; Coriano; M.Prampa). Aus dem westlichen Nachbargebiet werden keine Falten beschrieben (KRAMPE, 1964).

Die Zerlegung in Bruchschollen ist hier nicht so weit fortgeschritten, wie es aufgrund des starren Verhaltens der großen Albereseplatte während der Überschiebung und während der späteren distraktiven, orogenen Endphase zu erwarten wäre. Eine solche Aufsplitterung ist besonders an den Randzonen zu beobachten; im Innern der Platte ist der Geländebefund durch starken Waldbewuchs erschwert. Die steilen Felswände, mit denen der Alberese gegen

die umgebenden Schiefererrien grenzt (Olisthostromargille der Modino-Cervarola-Einheit; Cantiere-Basisargille; ligurische Buntschiefer), können als steile Abschiebungen interpretiert werden (Prof. 6, 8, 18).

Eine Sonderstellung nimmt das Gebiet zwischen dem T. Lucola und dem T. Ozola ein. Hier ist der Alberese stets von seiner Basis abgesichert, in viele kleindimensionale und stark streuende, vom normalen Achsenplan abweichende Falten gelegt. Das schwach ausgeprägte β_{ss} von 68/4 SW (Diagramm DS 44 auf der TK) steht senkrecht auf den normalen Achsenverlauf des Alberese. An zahlreichen, meist NE-SW streichenden Störungen ist der gesamte Komplex in kleine Schollen zerlegt. Alle diese Phänomene sind einwandfrei auf das diapirische Aufdringen der toskanischen Gipse im Ozola-Tal zurückzuführen (Prof. 2). Auch hier liegt eine primäre Strukturgrenze vor, die das Aufsteigen der Gipse erleichterte (Kap. 3.1).

3.3 Die Emilianischen Decken

Im N werden die parautochthonen Emilianiden von einer weiteren großen Gleitdecke diskordant überlagert, deren Gesteine zur "Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit" zusammengefaßt werden ('allochthone Emilianiden'). In diesem Abschnitt wird auch die lokal begrenzte 'Gleitmasse von Pietravolta-Gova' innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit behandelt.

3.31 Die Gleitmasse von Pietravolta-Gova

Zwischen Pietravolta und Riccovolto ist die Antiklinale von Civago unterbrochen (Kap. 2.512). Von dieser max. 1,5 km breiten Zone aus erstrecken sich die Basisserien des Cervarola-Sandsteins (Pievepelago-Mergel und -Sandstein, Olisthostromargille mit ihren Olistholith-Komplexen) in Form einer max. 700 m mächtigen Gleitmasse bis zu 12 km nach N (Gova-Isola) und liegen diskordant über den Hangendserien des Sandsteins. Im mittleren Abschnitt (Romano-ro) wird sie ihrerseits diskordant von den allochthonen Emilianiden überlagert (Prof. 12 bis 17).

Westlich und südwestlich Pietravolta erkennt man, wie sich die Bänke des Cervarola-Sandsteins nach E bzw. W hin plötzlich aufrichten und schließlich auf der gesamten Breite der Antiklinale

durch die liegenden Pievepelago-Mergel abgedrängt werden. Dieses Phänomen ist am besten durch die Annahme eines aufgebogenen Beckenrandes des Cervarola-Sandsteins (Kap. 2.512) zu erklären: während vorn (d.h. im N) noch sedimentiert wird, biegt sich der südliche Beckenrand hoch, die Sandsteinstraten stellen sich mit ihren Basisserien immer steiler auf und überkippen z.T. sogar. Dabei können die Basisserien den Sandstein randlich sogar überlappen. Kommt noch die Existenz einer synsedimentären Schwächezone hinzu - das Gebiet zwischen Pietravolta und Riccovolto stellt offensichtlich eine weit nach N reichende derartige Zone dar -, so ist es für die Basisserien relativ leicht, den Sandstein bei der permanenten Einengung aus dieser Zone herauszudrücken. Infolge des hohen Gehaltes an gleitfähigen Olisthostromserien machen sich die Basisserien in der Schubrichtung selbständig und 'fließen' über das Hangende des Sandsteins. Der Schichtverband wird dabei zum größten Teil aufgelöst. Innerhalb der kompetenteren Gesteine sowie zwischen diesen und den Tonschiefern haben umfangreiche Verschuppungen stattgefunden. Als eine Grabenzone kann das Gebiet zwischen Pietravolta und Riccovolto nicht gedeutet werden (eine solche Interpretation ist in der italienischen Literatur angegeben; BERTOLLI & NARDI, 1966, u.a.), da Dehnung (Grabenbildung) und Einengung nicht gleichzeitig auf kleinstem Raum erfolgt sein können. Die diskordante Überlagerung kommt besonders im Dolotal westlich Giunziona zum Ausdruck (Abb. 72): der Cervarola-Sandstein fällt hier flach nach S ein, die Hangendmergel fehlen z.T. fast völlig, d.h. sie sind bei der Überschiebung zum größten Teil abgeschert. So legen sich stellenweise unmittelbar auf den CS rote Schiefer und ockerfarbene Mergel (Fiumalbo-Schiefer, Marmoreto- und Pievepelago-Mergel) sowie steilstehende, stark gefaltete Sandsteine (Pievepelago-Sandstein).

Ein Vergleich der Achsenlagen der Mergel, Sandsteine und Olistholith-Komplexe zeigt (Diagramme 4b u. c auf der 'TSS'), daß die β_{ss} -Werte im SW-Sektor und im E-W-Bereich stark konzentriert sind (SE- und E- bis W-vergente Falten), ganz besonders im Gebiet westlich Giunziona (Diagramm 4c) -, während die apenninische Richtung (NW-SE) zurücktritt. Auch hierin drückt sich der Unterschied zu den parautochthonen emilianischen Strukturen aus, ein Beweis für die tektonische Eigenständigkeit dieses Elementes.

3.32 Die Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit (CMCE) (Allochthone Emilianiden)

Diese Einheit unterscheidet sich in ihrem Aufbau grundsätzlich von den ligurischen Decken. Während sich aus dem ligurischen Faziesraum einzelne Schichtkomplexe räumlich und zeitlich getrennt und nacheinander in Bewegung setzten (Kap. 3.21 und 3.22), ist die CMCE als einheitliche, zusammenhängende Gesteinsfolge e n b l d verfrachtet worden. Nur lokal haben interne Verschuppungen und Abscherungen stattgefunden.

Die Gesteine dieser Einheit wurden früher zwei räumlich getrennten, d.h. aus verschiedenen Richtungen bezogenen Gleitdecken zugeordnet: der Cassio-Einheit im N und der Cantiere-Monghidoro-Einheit im S (SAMES, 1963; REUTTER, 1966).

Die unterschiedliche Lithologie der Alberese- und Molasse-Komplexe, die abweichende Ophiolithführung der Basisserien waren für REUTTER (1968) die Hauptargumente für eine Trennung der einzelnen Schichtfolgen und ihre Einordnung in die Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit), Emilianiden III (Einheit des Innerapenninen Tongriano) und Emilianiden IV (Cassio-Einheit). Wie aber im stratigraphischen Teil gezeigt wurde (Kap. C. 2.223, 2.23 u. 2.24), ist die Ophiolithverteilung einerseits mengenmäßig und petrographisch in den Basisserien gleich und andererseits läßt sich ein lückenloser, kontinuierlicher Übergang zwischen echtem Cantiere-Alberese im E zu echtem Cassio-Alberese im W nachweisen (Zone zwischen Villa Minozzo und Frassinédolo). Eine ähnliche Faziesdifferenzierung ist mit Sicherheit auch in nördlicher Richtung zu erwarten - HEYMANN (1968) weist im E einen solchen Übergang nach -, so daß auch ein räumlicher Zusammenhang zum echten Cassio-Alberese von Serramazzone und Viano gegeben wäre. Es muß also keine 10 km lange, durch das Secchia-Tal streichende Störung (REUTTER, 1968; S. 206) zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten angenommen werden. Schließlich kann auch in dem überlagernden Molasse-Komplex eine ähnliche Differenzierung vorliegen ('Innerapennines Tongriano' im W; 'Molasse von Loiano' im E). Denn bei Toano liegen Gesteine des 'Tongriano' auf echtem Cantiere-Alberese (keine Störung zwischen Molasse und Alberese wie von REUTTER vermutet); nach REUTTER (1968) und IBBEKEN & REUTTER (1968) sollte aber das Tongriano auf die Emilianiden II, IV und V (Sporno-Einheit) beschränkt sein.

Diese Gegenüberstellung der Argumente zeigt deutlich, daß keine zwingende Notwendigkeit vorliegt, die Cantiere-Monghidoro- und die Cassio-Einheit räumlich und tektonisch voneinander zu trennen. Die stratigraphischen Beziehungen zwischen beiden Komplexen

deuten darauf hin, daß sie einer einzigen tektonischen Einheit angehören. Die faziellen Unterschiede in den Alberesegesteinen können für eine solche Trennung nicht herangezogen werden. Da rasche Faziesänderungen auch für die Molasse typisch sind, verlieren die lithologisch verschiedenen Molasseserien über den Alberesekomplexen an Bedeutung für eine Trennung in einzelne tektonische Einheiten. Die Emilianiden II, III und IV von REUTTER (1968) sind folglich als eine einzige tektonische Einheit aufzufassen, abgelagert in ein- und demselben Faziesraum. Die Emilianiden III stellen dabei das stratigraphische Bindeglied zwischen den Emilianiden II und IV dar.

In der italienischen Literatur werden die Gesteine dieser Einheit der ligurischen Ophiolith- und Alberese-Decke zugeordnet. (Über die Gründe, sie aus einem emilianischen Sedimentationsraum zu beziehen, siehe Kap. 3.4).

3.321 Die Bauelemente der Cantiere- Monghidoro- & Cassio-Einheit

Die CMCE bietet das beste Beispiel für eine S t o c k w e r k s - t e k t o n i k , die durch den Wechsel inkompetenter und kompetenter Gesteine hervorgerufen wird. Dieser Wechsel führte zu einer Art g e l ö s t e r T e k t o n i k (RICHTER, 1962 b) mit Abscherungen, disharmonischer Faltung und gravitativen Gleiterscheinungen. Hierin unterscheiden sich die allochthonen Emilianiden prinzipiell vom tektonischen Erscheinungsbild des emilianischen Parautochthons, das einen eigenen Deformationsstil mit klareren strukturellen Zusammenhängen aufweist.

Es können drei verschiedene tektonische Stockwerke unterschieden werden:

- 3) Molasse-Komplex (diskordant auf Komplex 1. u. 2.)
- 2) Alberese-Komplex
- 1) Alberese-Basiskomplex

Die beiden ersten Stockwerke mit einem eigenständigen Deformations- und Strukturbild können unter dem Oberbegriff ' p r a e e o z ä n e r F a l t e n b a u ' zusammengefaßt werden, dem die postpaläozäne Molasse gegenüberzustellen ist.

3.322 Der Alberese-Basiskomplex

Der Deckencharakter der CMCE kommt in der Tatsache gut zum Ausdruck, daß der Basiskomplex verschiedene tiefere tektonische Einheiten überlagert; alle Strukturen des Untergrundes werden diskordant abgeschnitten: So liegt er in seinem mittleren und östlichen Verbreitungsgebiet auf Gesteinen der Modino-Cervarola-Einheit: Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille und Suviana-Serie (E Giunzione), allochthone Gleitmasse von Pietravolta-Gova (Prof. 9 bis 18), Modino-Basisargille (S Cerrè, Prof. 2). Im westlichen Abschnitt schneidet er dagegen die Strukturen der Liguriden II diskordant ab (Prof. 6, 7, 8). Hier ist die Überschiebungsgrenze gut zu lokalisieren, da große lithologische Unterschiede zwischen überschiebenden und überschobenen Serien (Orocco-Caio-Alberese) bestehen. Die Olisthostrom- und Basisargille der Modino-Cervarola-Einheit geben dagegen keine deutliche Trennfläche ab, da auch der Basiskomplex zum größten Teil aus ähnlichen Tonschiefern aufgebaut ist. Die weitgehende lithologische Übereinstimmung führte bei der Überschiebung zu internen Verschuppungen und Vermischungen zwischen den Tonschiefern beider Einheiten. Die Überschiebungsbahn wurde dabei völlig verwischt; eine Überschiebungsbrekzie sucht man vergeblich. Einen Hinweis geben die Ophiolithe, die in auffallender Weise perlschnurartig in den Schiefern des Basiskomplexes aneinandergereiht sind, während sie südlich davon fehlen. Sie repräsentieren offenbar die Deckenfront (RENTZ, 1967).

Daß stellenweise der Basiskomplex fehlt und der Alberese direkt auf der Modino-Cervarola-Einheit liegt (Prof. 10, 11, 12) kann durch Abscherungen zwischen Alberese und seiner Basis erklärt werden. Dabei kann der Alberese - setzt man eine Deckenbewegung von NE nach S bis SE voraus (vgl. Kap. 3.4) - als kompetenteres Schichtpaket dem Basiskomplex lokal vorausgeeilt sein. Großtektonische Strukturen sind in den inkompetenten Schiefern nicht ausgebildet (vgl. Kap. 2.54). Einzelne Reste von Ophiolithen mit Radiolarit und Maiolica sind als abgescherte Fetzen des tieferen Untergrundes zu deuten. Der Bewegungsablauf des Basiskomplexes ist lediglich anhand von Strukturen in den kompetenteren Schicht-

folgen (Ostia- und Frassinoro-Sandstein; Alberese und schwarze Schiefer von Romanoro) zu erkennen. Sie liegen heute als isolierte Schollen in den Schiefern, wobei zu bedenken ist, daß sie wohl auch primär keine durchgehenden Horizonte gebildet haben. Für einen solchen disharmonischen Baustil prägte RICHTER (1963) den Begriff " S c h e r b e n t e k t o n i k ".

Einen ausgeprägten Faltenwurf zeigt z.B. der Frassinoro-Sandstein. Selbst in dieser kleinen lithologischen Einheit präsentiert sich ein deutlich disharmonischer Bauplan, hervorgerufen durch den Wechsel zwischen dünnbankigen, mergelreichen, d.h. inkompetenteren Laminiten und massigen, mergelarmen, kompetenteren Turbiditen. Während die Laminitfolge wie auch der Ostia-Sandstein bei Cerrè charakteristische Knick- und Zick-Zack-Falten zeigt, ist die Turbiditfolge nur in plumpe, schwer rekonstruierbare Kofferfalten gelegt (die in den Profilen 12 bis 15 u. 17 rekonstruierten Falten sind zum großen Teil hypothetisch). Nach FAZZINI (1966) soll der Überkippte Sandstein (von ihm als sandiger Cantiere-Alberese gedeutet) ein Element einer großen überkippten Antiklinale ähnlich der 4. 'ruga' MERLA's darstellen; sie bildete eine bereits im tieferen Untergrund existierende Struktur ab, die für die nachfolgende Verlagerung der oberen Komplexe nach NE verantwortlich sei (Prinzip der 'frane orogeniche').

Der Alberese von Romanoro scheint eine aufgebrochene, NW-vergente Mulde darzustellen.

Hervorzuheben ist die Häufung der konstruierten Faltenachsen im S-, WSW- und ENE-Sektor (SE- und E-vergente Falten) (Diagramme DS 21, 22 u. 23 auf der TK; Diagramm 11 auf der 'TSS').

3.323 Der Alberesekomplex

Der Alberesekomplex, der in verschieden große Platten zerbrochen ist, liegt mit tektonischem Kontakt auf dem Basiskomplex. Der primäre stratigraphische Zusammenhang zwischen beiden ging während der Überschiebung infolge zu großer lithologischer Unterschiede verloren: der Alberese ist stets von seiner Basis abgeschert, so daß er z.T. selbst lokal die Basis der CMCE bilden kann. Die Zerlegung des Alberese in einzelne Schollen ist wahrscheinlich schon während der Überschiebung erfolgt und durch die postorogene Bruchtektonik lediglich verstärkt worden. Die Ursache des Zerbrechens der ursprünglich einheitlichen Alberesebedeckung liegt wohl in dem unterschiedlichen Mobilitätsgrad der Basisserien im Verein

mit lokalen diapirischen Bewegungen der Schiefer.

Bis auf die ruhig liegenden Platten von Frassinodolo und Costa de' Grassi (Prof. 1, 3) sind alle Albereseschollen durch Faltenstrukturen oder wenigstens durch intensive Verbiegungen gekennzeichnet. Sie können im Gelände oft nicht unmittelbar beobachtet werden, sondern treten erst im Profilbild durch die Verbindung überkippter und normaler Schichtpakete deutlicher hervor. Ein besonders schwieriges Gebiet ist in dieser Hinsicht die Region südlich der Linie Quara/Toano bis zum Dolotal. Die Meßwerte aus den zahlreichen, aber meist nur sehr kleinen Aufschlüssen ergeben ein so verworrenes Bild, daß zusammenhängende Faltenstrukturen kaum daraus zu rekonstruieren sind, zumal hier auch oberflächliche Hauerutschungen durch Verstellen der Schichten den Eindruck eines stark gefalteten Areals hervorrufen können. Lediglich das Dolotal selbst bietet bessere Anhaltspunkte.

Der sandige Teil des Alberese, der sich einengenden Kräften gegenüber kompetenter verhielt als der mergelreichere kalkige Teil, zeigt über weite Strecken eine ruhige Lagerung, von flachwelligen Verbiegungen abgesehen (Toano; NE Monzone; Dolotal N Farneta; N u. E Tolara; W u. S Frassinoro; M.Cantiere; Prof. 12 bis 16). Nördlich dieser normalliegenden Platte taucht außerhalb des Arbeitsgebietes ein überkipptes Paket auf (Montefiorino/Lama Mocogno). Nach ZANZUCCHI (1963) und FAZZINI (1963) liegt hier der überkippte Flügel einer WSW-vergenten großen Synklinale vor, deren normaler Teil weiter im S erscheint (M.Cantiere). Beide Flügel sollen im Bereich des Faltenscharniers voneinander abgesichert sein (vgl. auch BERTOLLI & NARDI, 1966).

Demgegenüber ist der im Vergleich zum sandigen Teil inkompetentere kalkige Teil des Cantiere-Alberese sowie der Cassio-Alberese durch die Existenz von Faltenstrukturen mit wesentlich geringeren Wellenlängen und Amplituden ausgezeichnet (Prof. 5 bis 11, 14). Kleindimensionale Faltenelemente sind nicht zu beobachten. Lokal scheint auch eine ungefaltete Schichtfolge vorzuliegen (Gebiet um Frassinoro; Prof. 13, 15, 16).

Wie in den Liguriden I und dem Alberese-Basiskomplex macht sich auch hier in den Diagrammen (DS 25, 26, 36, 37, 45 bis 47 auf der TK; Diagramme 12a u. b auf der 'TSS') eine stärkere Konzentration der B_{ss} -Werte im NE-SW-Sektor bemerkbar (vor allem

SE-vergente Falten), während apenninisch streichende Strukturen zurücktreten. Zwischen beiden Richtungen vermitteln E-, selten W-vergente Elemente. Die Betonung der SE- und E-Vergenz mit Beteiligung SW-, selten NE-vergenter Falten scheint mit der Bewegungsrichtung der Gleitdecke in Verbindung zu stehen.

So fällt auf, daß der Alberese an seiner südlichen Verbreitungsgrenze mit einer SW- bis SE-vergenten, großen, liegenden Falte abschließt (Prof. 7, 8, 10, 11; DS 26 auf der TK). Ihre Achse zeigt Verbiegungen mit großen Wellenlängen (bis zu 2 km). Daher ist heute manchmal der überkippte (Villa Minozzo; NE Quara), manchmal der normale Flügel der Falte aufgeschlossen (Costabona; Montebiotto). Weiterhin ist an der Grenze einzelner Alberese-Bruchschollen eine relative Hebung bzw. Senkung der Platten gegeneinander erfolgt.

Auf die Existenz derartiger quer zum Faltenbau des Parautochthons streichende *a n t i a p e n n i n i s c h e* Strukturen hat bereits SIGNORINI (1936) hingewiesen. Er bringt sie mit transversalen Depressionen und Achsenabtauchen nach SE in ursächlichen Zusammenhang. E- und SE-vergente tektonische Strukturen werden regional von ZANZUCCHI (1963) und GHELARDONI (1965) als Reste überkippter Alberese-Synklinalen beschrieben, in Verbindung mit nach SE gerichteten Dislokationen. ZANZUCCHI betrachtet sie als synorogen, entstanden im Verlauf einer kontinuierlichen Einengung mit nach SE gerichteter Bewegungstendenz. Von GHELARDONI werden sie dagegen als das Ergebnis einer postorogenen Bruchtektonik an der Wende Miozän/Pliozän betrachtet mit Hebung der NW-Abschnitte der einzelnen Blöcke und Senkung der SE-Teile, verbunden mit einer NE gerichteten Verlagerung der Bauelemente. Da aber der Molasse-Komplex die Strukturen der allochthonen Emilianiden diskordant abschneidet und keine ähnlichen neuen Elemente aufweist, müssen die Querstrukturen prämitteleozän entstanden sein.

NARDI (1965) und BERTOLLI & NARDI (1966) sehen in den Alberese-Platten tektonische Klippen. Sie nehmen eine mehrfache Wiederholung Argille-Alberese-Argille an, die tektonische Ursachen haben soll. Eine solche Wiederholung existiert aber nicht, da es sich um Gesteine verschiedener tektonischer Einheiten handelt (ligurische und emilianische Argille und Alberese).

Die Faltung der allochthonen Emilianiden muß vor dem M.-Eozän

erfolgt sein, da der diskordant darüber liegende Molasse-Komplex mit dem M.-Eozän einsetzt. Wahrscheinlich fand die Faltung bereits vor der Überschiebung dieser Einheit statt. Aus der Faltenvergenz dürfen daher keine unmittelbaren Rückschlüsse auf die Überschiebungsrichtung gezogen werden. Zwischen Faltung und Molassebedeckung befand sich der Alberese möglicherweise z.T. im Erosionsbereich, da die Molasse teils auf normalliegenden(Toano), teils auf überkippten Schichtpaketen des Alberese liegt (Villa Minozzo).

3.324 Molasse-Komplex

Er bildet das oberste tektonische Stockwerk des untersuchten Gebietes überhaupt und ist nicht mehr in den Faltenbau des Untergrundes einbezogen, sondern schneidet mit flachwelligen Verbiegungen alle tieferen Faltenstrukturen ab. So liegt er teils auf normalen, teils auf überkippten Straten des Alberese, teils auf Gesteinen des Basiskomplexes.

Der vom Arbeitsgebiet erfaßte Teil der Molasse-Serien gehört zur "Synklinale von Vetto/Carpinetti" (ROVERI, 1966; FAZZINI & TACOLI, 1963), einer 22 km langen und bis zu 16 km breiten Muldenstruktur mit etwa WNW-ESE streichender Achse. Sie ist im mittleren Abschnitt durch eine Achsenkulmination unterbrochen.

Das allgemeine Schichtfallen schwankt im Untersuchungsgebiet um N (NW bis NE). Lokale Kleinfalten (M.Vignola; N Lusignana; E Valacculiana; M.Castellaro; M.Camorra; E Ginepreto) sind das Ergebnis synsedimentärer Rutschungen ('slumping structures'). Es handelt sich vorwiegend um N-, selten S-vergente Falten (Abb. 75). Derartige Rutschungen können auf geneigten Blockflächen des als Decke bewegten Untergrundes erfolgt sein; je nach der Neigung der Blöcke waren sie nach N oder nach S gerichtet.

Der beherrschende Baustil dieses Komplexes ist eine p o s t - o r o g e n e B r u c h s c h o l l e n t e k t o n i k . An NW-SE und ENE-WSW streichenden Störungen wurde der Untergrund in einzelne Blöcke zerlegt, die oft nach N geneigt sind (Prof. 6). GHELARDONI (1965) rechnet dagegen mit einem Achseneintauchen nach SE, bedingt durch die Ausbildung transversaler Depressionen.

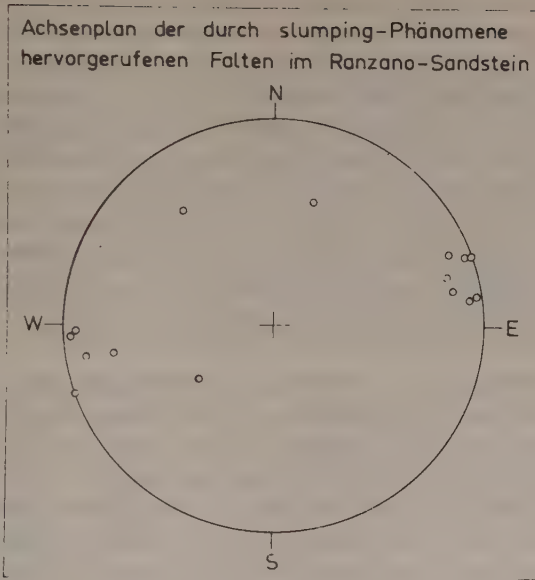


Abb. 75

Die Bruchtektonik wird besonders deutlich sichtbar in den kompetenten Serien (Bismantova-Sandstein). So bilden großartige Störungszonen (meist Abschiebungen) die äußere Begrenzung der einzelnen Sandsteinschollen (M. Ca di Viola; Bondolo; Pietra di Bismantova). Durch häufige Querstörungen ist der Grenzverlauf des Molasse-Komplexes z.T. sehr unruhig (Gebiet Vologno/Ginepreto; N. Quara). Dagegen läßt sich zwischen Toano und Villa Minozzo eine direkte ungestörte Auflage auf dem Cantiere-Alberese beobachten (Prof. 6 bis 9).

Großtektonisch können die Molasse-Serien von Vetto-Carpinetti als die Füllung einer riesigen, ca. WNW-ESE streichenden Mulde angesehen werden, die sich postpaläozän in dem gefalteten Untergrund der allochthonen Emilianiden ausgebildet hat. Dadurch wurden z.B. die Gesteine der "Viano-Synklinale" (Cassio-Alberese) von

denen des Toano-Villa Minozzo-Frassinedolo-Strukturelementes räumlich getrennt, obwohl beide tektonisch und strukturell zusammengehören.

Die Basis des Molasse-Komplexes präsentiert sich häufig in stark gestörtem Zustand. Weiterhin läßt die nur lokale Verbreitung der Piano-Mergel an eine Ablagerung in kleinen Depressionen des submarinen Reliefs mit anschließenden Bewegungen denken, die zur Bildung von Olisthostromen führten. Erst zum Hangenden hin setzen - von wiederholten Olisthostromen abgesehen - ruhigere Verhältnisse ein. Dieser Gegensatz ließe sich als Argument für die Theorie werten, daß der untere Teil des 'Innerapenninen Tongriano' auf einer sich bewegenden Gleitdecke abgelagert wurde (was den unruhigen Charakter erklären würde), während der hangende Teil sich erst sedimentierte, nachdem die Gleitbewegungen bereits zum größten Teil zur Ruhe gekommen waren.

Inwieweit eine kontinuierliche Schichtfolge vorgelegen hat, kann nicht entschieden werden. Oft entsteht der Eindruck, als ob höhere Niveaus direkt auf dem gefalteten Untergrund liegen (Bismantova-Sandstein am M.Ca di Viola und an der 'Pietra di Bismantova' auf Cantiere-Basisargille). Es bleibt aber zweifelhaft, ob lokale Schichtlücken oder Diskordanzen hierfür verantwortlich gemacht werden können. Es liegt vielmehr nahe, den Grund in der intensiven Bruchtektonik zu suchen. Die Versatzbeträge wären in diesen Fällen beträchtlich (Kap. 5).

3.4 Die Stellung der allochthonen Emilianiden innerhalb des nordapennin- nen Systems

Die Allochthonie der Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit (CMCE) ist - zumindest für das untersuchte Gebiet - eindeutig. Über ihre tektonische Stellung und ihre Herkunft gibt es jedoch unterschiedliche Auffassungen.

Seit von STEINMANN (1907) die Existenz von Decken im Nordapennin bewiesen wurde, bezog man pauschal alle Tonschieferserien, Kalk-Mergel-Flysche und Molasse-Serien als "Liguriden" aus dem Raum der heutigen Tyrrhenis; die Überschiebungsweiten waren hierbei beträchtlich ('Fernschub' bis zu 100 km). Sie konnten in der Folgezeit nur durch die Annahme einer passiven Verfrachtung (gravitative Gleitdecken) mittels sukzessiv von SW nach

NE entstandener Aufwölbungszonen ('rughe tettoniche') verringert werden.

Dem stand die Auffassung nicht so weit reichender Decken gegenüber (' N a h s c h u b '). DE SITTER (1956) und RICHTER (1960) machen hauptsächlich diapirische Bewegungen für die Deckenverlagerung verantwortlich. Der Abbau der großen Überschiebungsweiten wurde aber vor allem durch die Annahme einer differenzierteren paläogeographischen Anordnung der Faziesräume bewirkt. So postulierten REUTTER & SAMES (1964) die Existenz eines eigenständigen emilianischen Sedimentationstrog, der dem toskanischen Trog im NE vorgelagert gewesen sein soll und der sich im NW nach dem Verschwinden des toskanischen Raumes mit dem ligurischen Trog verband.

Sowohl stratigraphische als auch tektonische Gründe waren für die Annahme einer emilianischen Herkunft der CMCE maßgebend:

1. Während im S des Verbreitungsgebietes dieser Einheit die Molasse diskordant auf dem gefalteten Untergrund liegt, besteht weiter im N ein konkordanter Übergang (Viano). Die Molasse-Sedimente gehen am Apennin-Nordrand an verschiedenen Stellen kontinuierlich in die neautochthone Sedimente der Poebene über (WIEDENMAYER, 1951). Diese beiden Tatsachen legen die Vermutung nahe, daß die Gesteine der CMCE im N eine mehr oder weniger parautochthone Stellung einnehmen mit relativ geringen Verschiebungsbeträgen. Natürlich ist eine solche Annahme hypothetisch, da der tiefere Untergrund nicht hinreichend aus Bohrungen bekannt ist. Auf jeden Fall spricht aber die sedimentäre Verbindung mit den pliozänen und quartären Serien der Poebene gegen eine weitreichende Verfrachtung aus S.
2. Südwestlich des Apennin-Hauptkammes werden keine Gesteine mehr beobachtet, die denen der allochthonen Emilianiden vergleichbar sind (REUTTER, 1966).
3. Die CMCE ist en bloc als vollständiges Schichtpaket verfrachtet worden, abgesehen von lokalen internen Abscherungen und Verschuppungen. Der Mechanismus der ligurischen Deckenüberschiebung war ein völlig anderer. Hier löste sich der primäre Schichtverband zu kleineren, zeitlich begrenzten Einheiten auf; diese verlagerten sich getrennt und zeitlich nacheinander, so daß jetzt die jüngsten Serien als erste Einheit unten im Deckenstapel und die älteren oben liegen ('D i v e r t i k u l a t i o n').
4. Aus Punkt 3. folgt, daß die Cantiere-Basisserien i.a. nicht so stark zerstört und chaotisch auftreten. Wäre aber

die CMCE als Decke aus dem Raum der Tyrrhenis gekommen, dann müßte der Schichtverband der Basisserien fast völlig aufgelöst sein. Der z.T. chaotische Charakter der Cantiere-Basis hat sich aber in vielen Fällen als eine rezente Oberflächen-Erscheinung offenbart; z.T. ist er auch auf Olisthostrombildungen in der unteren O.-Kreide zurückzuführen. Auf keinen Fall darf er ausschließlich als das Resultat der Deckenüberschiebung angesehen werden.

5. Die CMCE überlagert auf weite Strecken randlich die Liguriden (vgl. auch KRAMPE, 1964), d.h. die allochthonen Emilianiden stellen ein höheres tektonisches Stockwerk dar und sind tektonisch nicht mit den Liguriden parallelisierbar.
6. Wäre die CMCE zusammen mit den Liguriden als Decke aus dem SW (Tyrrhenis) gekommen, dann müßte sie zeitlich zwischen den Liguriden I und II überschoben worden sein. In dieser Position finden sich aber an keiner Stelle Deckenreste (REUTTER, 1968).
7. Während die Strukturen der Liguriden z.T. direkt aus dem Transportmechanismus resultieren, haben die Faltungsvorgänge der allochthonen Emilianiden v o r der Überschiebung eingesetzt und waren mit deren Beginn wohl zum größten Teil bereits abgeschlossen.

Aus einigen der hier angeführten Argumente geht bereits die ursprüngliche Lage dieser Einheit hervor, nämlich in einem Raum nördlich der Modino-Cervarola-Einheit mit einer maximalen Überschiebungsweite nach S und SE von ca. 30 km. REUTTER (1966) bezieht sie aus einem südwestlichen Gebiet nahe der Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum mit einer nach N gerichteten Überschiebung. Die CMCE soll über die sich nach SW bewegende, die abtauchende Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum zuschiebende Modino-Cervarola-Einheit hinweg nach NE geglitten sein. Hierfür sprechen an sich nur zwei Tatsachen:

- a) Im Nordapennin läßt sich eine gewisse zeitliche und räumliche Verlagerung der Flyschzonen von SW nach NE und von der U.-Kreide bis in das Miozän feststellen (Abb. 93). Die Allgemeingültigkeit einer solchen Orogenverlagerung (WUNDERLICH, 1966) einmal vorausgesetzt, ist für die CMCE im Raum nördlich der Modino-Cervarola-Einheit kein Platz. Sie kann nur in das Schema eines sich kontinuierlich von SW nach NE verlagernden Orogens eingeordnet werden, wenn man sie räumlich südlich der MCE unterbringt. Nur dann passen die sich zeitlich verlagernden

Flyschzonen der CMCE und der MCE direkt aneinander. Dies würde aber bedeuten, daß wir es im Bereich des Nordapennins nicht mit einer einfachen Orogenwelle zu tun haben, wie es WUNDERLICH annimmt, sondern mit einer z w e i f a c h e n . Jede Welle würde mit einer typisch eugeosynklinalen Entwicklung mit Ophiolithen in der untersten Kreide beginnen (Liguriden III; Cantiere-Basisargille) und sich über O.-Kreide-Flysche (Alberese), Tertiärflysche (Grauwacken, Olisthostrome) bis hin zu "neo"-autochthonen Sedimenten der Poebene fortsetzen. Dabei entsprechen die Liguriden in ihrer Fazies den allochthonen und dem unteren Teil der parautochthonen Emilianiden, die Toskaniden dagegen dem oberen Teil der parautochthonen Emilianiden. Die scharfe Grenze zwischen beiden 'Wellen' läge zwischen den Toskaniden und den Emilianiden und entspräche etwa der Lage der ehemaligen Inselkordillere zwischen beiden Faziesräumen. Es bleibt jedoch fraglich, ob die Genese der tektonischen Einheiten einem solchen strengen Schema unterworfen werden dürfen. Unter den so vereinfachenden Bezeichnungen wie 'Eugeosynklinale', 'Flyschfazies' u.s.w. verbirgt sich eine Vielfalt sehr komplexer Teilräume, von denen jeder einzelne seine eigene, spezifische Entwicklungsgeschichte hat, je nach Tiefenlage, Art und Dicke der Sedimentfüllung u.s.w.

- b) Schweremessungen haben ergeben, daß die Tyrrhenis eine starke positive Anomalie aufweist, die Poebene eine negative. Aus den heute zur Verfügung stehenden zahlreichen Daten läßt sich eine konsequente Deckenverlagerung vom Schwererhoch (Tyrrhenis) zum Schweretief (Poebene) herleiten. Eine nach S bis SW gerichtete Überschiebung der CMCE, wie sie oben postuliert wurde, würde aber diesem "Gesetz" widersprechen. Hier mag man aber bedenken, daß die Überschiebungsweiten der CMCE mit 20 km, max. 30 km doch recht gering sind im Vergleich zu denen der Liguriden (über 60 km).

Die Gegenüberstellung all dieser Argumente zeigt, daß die Einordnung der CMCE in ein System ligurischer Decken wegen der zu großen Überschiebungsweiten und der im Verhältnis dazu viel zu geringen Mächtigkeiten der einzelnen Deckenelemente auf große

mechanische Schwierigkeiten stößt und daher nicht zu verantworten ist. Es muß sich hier um ein e m i l i a n i s c h e s Bauelement handeln, dessen Heimat eher im N bis NE als südlich der Modino-Cervarola-Einheit zu lokalisieren ist.

4. G e f ü g e a n a l y s e

Für die Analyse des allgemeinen Baustils und der einzelnen Strukturen erwies sich eine Kombination des gesamten Flächengefüges (Schichtflächen und Klüfte) der Strukturelemente und deren Darstellung im Schmidt'schen Netz (untere Lagenkugel) nach der SANDER-Methode (1948) als sinnvoll. Die Raumdaten von 51 mehr oder weniger eng begrenzten Bereichen mit insgesamt ca. 1450 Meßwerten von Schichtflächen wurden zur Darstellung gebracht (Schichtflächendiagramme DS 1 bis 51 auf der Tektonischen Karte TK) und daraus die jeweiligen Haupt- und Nebenachsen konstruiert (β_{ss} , β'_{ss} , β''_{ss} u.s.w.) sowie die Raumdaten von 47 sehr eng begrenzten Bereichen mit insgesamt 3950 Meßwerten von Klüften (Kluftdiagramme DK 1 bis 43 auf der TK; Abb. 86 bis 89). Die einzelnen β_{ss} -Werte sowie die Polmaxima der Klüfte wurden in 21 synoptischen Sammeldiagrammen zusammengefaßt und vergleichend gegenübergestellt (s. Tafel 'Synoptische Sammeldiagramme sämtlicher Serien des Untersuchungsgebietes' = 'TSS'). Weiterhin wurde versucht, durch eine Kombination richtungs- und nicht richtungsgebundener Merkmale in Kluft-Säulendiagrammen (s. Tafel) eine differenziertere Konzeption des Beanspruchungsplanes zu erhalten.

4.1 Die Achsenpläne

Die Gegenüberstellung des Achsenverlaufes der Strukturen der tektonischen Einheiten soll Gemeinsamkeiten oder Abweichungen im Achsenplan aufzeigen. Daraus lassen sich Rückschlüsse auf die jeweils vorherrschende Deformationsart und auf die zeitliche Stellung der Deformationsakte zueinander schließen.

4.11 Das P a r a u t o c h t h o n

Das beherrschende Element der parautochthonen Einheiten (Toskani-

sche Serien; Modino-Cervarola-Einheit) sind apenninisch, d.h. zwischen 110° und 130° streichende Großstrukturen. Schon geomorphologisch macht sich eine Kongruenz zwischen den Sandsteinstrukturen des Apennin-Hauptkammes, des M.Cusna-M.Giovarello-Bergzuges und der Sättel von Civago, Gazzano und Gova bemerkbar. Allerdings sind die Bauelemente des Modino- und Cervarola-Sandsteins nicht als ein direktes Abbild der Macigno-Antiklinale zu deuten, wie es in der italienischen Literatur oft geschehen ist (NARDI, 1965; FAZZINI, 1966; u.a.). Da nämlich die einzelnen Sandsteinkomplexe durch mächtige inkompetente Schichtfolgen getrennt sind, kann eine weitgehend voneinander unabhängige tektonische Entwicklung der Bauelemente angenommen werden. Eine gegenseitige Beeinflussung ist aber nicht von der Hand zu weisen.

Das großtektonische Bezugselement aller tosco-emilianischen Strukturen bildet die Hauptkamm-Antiklinale des Macigno. Ihre Achse streicht im Bereich des M.Prato//Passo delle Forbici apenninisch und taucht schwach SE ein ($135/8$ SE; DS 1 auf der TK). GÜNTHER (1966) gibt für diese Zone ein Einschieben nach NW an ($130/10$ NW) mit einer Kulmination im Quellgebiet des T.Ozola. Achsenkonstruktionen der direkt zu beobachtenden Faltenumbiegung ergeben i.a. etwas voneinander abweichende Werte mit einem wesentlich stärkeren Eintauchen: $113/26$ SE bzw. $134/12$ SE (Sprone di M.Prado) und $149/30$ SE (N M.Prado). Diese Tatsache läßt sich am besten mit einer flachwelligen, großräumigen Verbiegung der Faltenachse erklären. Zusätzlich kann noch eine Aufgliederung der Antiklinale in einzelne Blöcke an NNE-SSW streichenden Störungen (Abschiebungen) dieses Phänomen verstärkt haben, wobei die Schollen in ihrer Lage und Neigung zueinander nachträglich gekippt und verdreht wurden.

Ein tektonisch selbständiges Element stellt die Cerreto-Antiklinale dar, obwohl sie sich ebenfalls als eine große liegende, E- bis NE-vergente Falte erweist. Aus den ss-Messungen zwischen dem T.Ozola und dem M.Bagioletto ließ sich ein deutliches $\beta_{ss} = 85/0$ konstruieren (DS 2 auf der TK). Direkt an der Faltenumbiegung wurde ein Wert von $98/5$ W ermittelt. Dagegen schwanken die Achsen für die östlichen Vorkommen ('le Borelle' - Rio Grande -

Rio dei Bibbi) in weiten Grenzen (DS 3 auf der TK): 177/10 S (Hauptwert), 153/10 SE (Faltenumbiegung). Diese Richtungen sind wie das $\beta'_{ss} = 37/0$ und die direkt eingemessene Achse $B = 65/5$ SW Querfaltenstrukturen zuzuordnen, während ein anderes $\beta'_{ss} = 104/5$ W als unterdrückte 'normale' Richtung interpretiert werden kann. Die Entwicklung der variierenden Querfalten ist sicher auf das endgültige Abtauchen der Cerreto-Antiklinale nach E zurückzuführen. Vermutlich wirkte sich hierin auch der verstärkte Einfluß des nach E hin zunehmenden, geometrisch darüberliegenden Modino-Sandsteins aus. Die voneinander deutlich abweichenden Achsen der Hauptkamm- und der Cerreto-Antiklinale unterstreichen die tektonische Eigenständigkeit beider Strukturelemente. Die starke Achsendispersion des Cerreto Sandsteins läßt sich eventuell mit einer gegenseitigen Beeinflussung zwischen Cerreto-Sattel und den Antiklinalen des Modino-Sandsteins (M.Ventasso/M.Cusna) erklären.

Eine Zusammenfassung aller rekonstruierten β_{ss} -Werte (Diagramm 1 auf der 'TSS') zeigt eine Konzentration im SW-Sektor (NE-vergente Großfalten), eine breite Streuung um die E-W-Achse (N-vergente Großfalten) sowie vereinzelte Werte im NE- und SW-Sektor an (SE-vergente Querstrukturen).

Die sich im N daran anschließenden Modino-Basisserien präsentieren einen sehr uneinheitlichen Achsenplan (Diagramm 2 auf der 'TSS'), was sich aus dem unterschiedlichen Verhalten der hierzu gehörenden sehr heterogenen Gesteinsserien gegenüber einengenden Kräften erklärt. Abscherungen und interne Verschuppungen sind im wesentlichen hierfür verantwortlich. Nicht auszuschließen ist ein *p r ä o l i g o z ä n e r* (= *e o z ä n e r*) Faltenbau, von dem die Basisserien bis hinauf zum Modino-Alberese betroffen wurden und der das komplizierte Achsenbild (Überlagerung alter Baupläne durch jüngere) mit verursacht haben kann. Der Modino-Alberese zeigt in den beiden getrennten kleinen Platten in der Umgebung von Lama Lite zwei senkrecht aufeinander stehende Achsen:

$\beta_{ss} = 180/12$ S (E-vergente Kleinfalte NW Lama Lite) mit $\beta'_{ss} = 101/40$ SE u. 129/13 SE als unterdrückte apenninische Richtung (jetzt als Querfaltenelement zum Ausdruck kommend), $\beta_{ss} = 76/26$ SW (SE-vergente Kleinfalte NE Lama Lite) mit $\beta'_{ss} = 132/24$ NW u. 173/28 SW als Querfalten (unterdrückte 'normale' und apenninische Richtung).

Ein Sammeldiagramm (DS 4 auf der TK) ergab ein mittleres β_{ss} von 83/30 W. Die aus anderen Serien gewonnenen Werte schwanken i.a. um eine apenninische Richtung.

Ein sehr kompliziertes Achsensystem zeigen die Bauelemente des Modino-Sandsteins. Für die M.Cusna-M.Giovarello-Struktur ist eine auffällige Achsenstreuung typisch, hervorgerufen durch eine Zerlegung der Antiklinale in einzelne Blöcke und eine Verschiebung der Schollen zueinander (Abb. 65; Kap. 2.32). Man kann hier eine Faltenstruktur annehmen, die schon primär im SE ('la Penna di Civago') schräg zur Hauptkammfalte verlief ($\beta_{ss} = 176/3$ S, E-Vergenz; Nr. 1, Kreis, in Abb. 65). Im mittleren Teil der Antiklinale schwanken dagegen die β_{ss} -Werte zwischen 120° und 140° . Am M.Cusna dreht sich schließlich die Faltenvergenz nach N (90/10 E bzw. 98/5 E) (vgl. hierzu die Diagramme DS 5 bis 9 auf der TK). Auffälligerweise stimmt am M.Cusna die Achsenrichtung mit der der Cerreto-Antiklinale überein (DS 2 auf der TK). Die 90° -Drehung der Vergenz von E (Dolotal S Civago) nach N (M.Cusna) ist mit Sicherheit auf die Existenz des Cerreto-Sattels als Widerlager im Untergrund zurückzuführen. Durch die Zerlegung in Bruchschollen wurden diese Zusammenhänge verwischt, die Achsen der einzelnen Blöcke weichen stärker voneinander ab. Die stark schwankenden Eintauchrichtungen der Achsen lassen sich mit der lokal wechselnden Kippung der Schollen erklären.

Ein sehr uneinheitliches Bild ergeben die konstruktiv ermittelten Achsen der Modino-Schuppen vom M.Cisa bis Piolo (Kap. 2.4). Die β_{ss} -Werte schwanken von Scholle zu Scholle, was aus den in Kap. 2.4 beschriebenen Bewegungen erklärlich ist. Innerhalb der M.Contessa-Schuppe läßt sich keine definierte Richtung erkennen. Die 9 ss-Werte liegen weit verstreut im Schmidt'schen Netz; ein Hauptwert kann zwischen 152/30 SE und 120/32 SE vermutet werden, zwei Nebenachsen (? Querfalten) bei 78/3 NE und 32/18 SW. Eine derartige Schwankung ist in den relativ inkompetenten Laminitkomplexen durchaus zu erwarten. Die Werte für die kleinen Schollen nördlich der Ortschaft Monte Orsaro liegen bei 140/20 NW und 88/9 W (3 ss-Messungen) und für die westlich des M.Cisa bei 40/5 NE und 119/0 (4 ss-Messungen). Die Achsen des stark gefalteten Modino-Sandsteins im R.Candia schwanken um eine apenninische Richtung

(120/26 NW, 125/3 NW, 126/2 NW; eine eingemessene Achse B = 120/15 NW; 124/10 NW und 124/0 als Mittelwerte aus 20 ss-Messungen, DS 10 auf der TK). Für die Piolo-Schuppe wurde ein B_{ss} von 39/12 NE (5 ss-Messungen) und für die Cisa-Schuppe einer von 118/7 SE bzw. 76/24 NE (6 ss-Messungen) ermittelt.

Ein Sammeldiagramm aus 43 ss-Messungen aller Schuppen ergibt ein etwas übersichtlicheres Bild (DS 35 auf der TK). Der Hauptwert liegt hier bei 125/3 NW; zwei untergeordnete Richtungen (86/6 E; 25/20 SW) können Querspaltenstrukturen zugeordnet werden.

Ein Sammeldiagramm aller Hauptspaltenachsen des Modino-Sandsteins zeigt eine Konzentrierung zwischen 90° und 150° mit einem vorwiegenden Eintauchen nach SE (Diagramm 6a auf der 'TSS'). Querspaltenelemente erscheinen im Diagramm 6b im SE- und S-Sektor bzw. auf der E-W-Koordinate (NE, N- und SE-vergente Strukturen).

Innerhalb der sich nördlich der Modino-Strukturen anschließenden Bauelemente muß man hinsichtlich des Achsenplanes eine scharfe Trennung in Olisthostromserien und Sandstein durchführen.

Die Pievepelago-Formation zeigt im Becken von Civago eine etwas schräg zu den Achsen der Schollen der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur laufende Achse von 152/10 SE (DS 14 auf der TK). Der untergeordnete Wert von 127/20 NW paßt sich der Umgebung besser an. Die konstruktiv ermittelten Achsen sind aber zahlenmäßig zu gering, um ein klares Bild zu erhalten (Diagramm 4a auf der 'TSS'). Die Olisthostromserien zeigen dagegen eine deutliche Betonung SE- und NW-vergenter Querspalten; NE- und E-vergente Strukturen treten zurück (Diagramm 6 auf der 'TSS'; DS 19 und 20 auf der TK). Die bevorzugte Ausbildung der Querspalten und die Vernachlässigung der apenninischen Richtung hat ihre tiefere Ursache in dem plastischen Verhalten der Tonschiefer und der damit verbundenen Scherbentektonik. Die *a n t i a p e n n i n i s c h e n* Strukturen können aber auch auf einen präoligozänen (eozänen) Faltenbau hinweisen, von dem besonders die Alberesekomplexe und die älteren Olistholithe betroffen wurden. In diesem Fall würde es sich um *t r a n s p o r t i e r t e* Strukturen handeln.

Für die Antiklinale von Civago wurde ein konstruktives B_{ss} von 120/5 NW ermittelt (DS 16 auf der TK). Die Werte für die östliche Fortsetzung (S Riccovolto) weichen deutlich davon ab (84/8 W u. 96/0; DS 15 auf der TK), was primär mit der Ausbildung einer synsedimentären Schwächezone östlich Pietravolta in Zusammenhang

stehen dürfte (Kap. 2.152). Die Achsen der Antiklinalen von Gazzano und Gova sind im Vergleich zu der der Civago-Struktur mehr in die E-W-Richtung gedreht: 105/0 (Gazzano; DS 17), 100/10 E bzw. 98/5 W (DS 18). In auffälliger Weise sind in allen drei Antiklinalen untergeordnete Achsen mit gleicher Richtung angedeutet: 135/10 SE (Civago), 152/0 (Gazzano) und 145/10 SE (Gova). Man könnte hier einen älteren Bauplan vermuten, der durch jüngere Bewegungen überprägt wurde. Weiterhin fällt auf, daß die Hauptfallachsen im N stärker von diesen alten Strukturen abweichen (45° als 50°) als im S (35°). Daß hier ein Einfluß der sich von N bis E nähernden Gleitdecke der allochthonen Emilianiden vorliegt, kann nicht ausgeschlossen werden. Die Achsen der Antiklinalen scheinen in einem Punkt zu konvergieren, der etwa im Secchiello unter den allochthonen Liguriden liegt. Möglicherweise wird damit ein sich nach NW stark verengendes, wenn nicht gar endendes Sedimentationsbecken des Cervarola-Sandsteins angedeutet.

Starkes Achsenabtauchen nach W und E hat vereinzelt zur Bildung von Querspalten bzw. von sekundären Gleitfalten mit stark streuenden Achsen geführt: $\beta_{ss} = 50/14$ SW (Querspalte N Muschio-so), 119/67 SE (hier überrascht das starke Eintauchen), 114/3 NW, 147/4 NW, 144/11 NW und 116/0 (Gleitfalten S Costalta, 19 ss-Messungen; Kap. 2.52), 124/24 NW (Gleitfalte S Monzone).

Einen völlig abweichenden Achsenplan zeigt die Suviana-Serie bei Algara (DS 21), obwohl sie strukturell zur Gova-Antiklinale gehört ($\beta_{ss} = 32/20$ SW u. $52/8$ SW; $\beta'_{ss} = 128/10$ SE u. $67/0$). Die Einschaltung inkompetenter Gesteine zwischen Cervarola-Sandstein und Suviana-Serie sowie die Nähe der allochthonen Emilianiden sind hierfür verantwortlich zu machen (Kap. 2.53).

Im Sammeldiagramm der Achsen der Sandsteinstrukturen (Diagramme a u. b auf der 'TSS') zeigt eine Konzentration im NW-Sektor und auf der E-W-Koordinate (NE- bzw. N-vergente Großfalten), während untergeordnete Querstrukturen im SW- und SE-Sektor liegen.

Ein ähnliches Bild ergibt sich in einem Sammeldiagramm (9a u. b auf der 'TSS') aller tertiären tosko-emilianischen Flyschsandsteine.

Die Achsenpläne der Olisthostromserien zeigen eine stärkere Betonung der antiapenninischen Querstrukturen (NW- und N-, selten SE- und S-vergente Falten; Diagramme 8a u. b auf der 'TSS'). Elemente mit apenninisch streichenden Achsen treten demgegenüber zurück (geringe Konzentration im NW-SE-Sektor). Aus den Teildiagrammen 5a,b und 9a,b läßt sich das Sammeldiagramm für die gesamte Modino-Cervarola-Einheit konstruieren. (Diagramm 10a,b auf der 'TSS'). Hier überlagern sich die apenninisch streichenden Strukturen der Flyschsandsteine mit den antiapenninischen der Olisthostromserien.

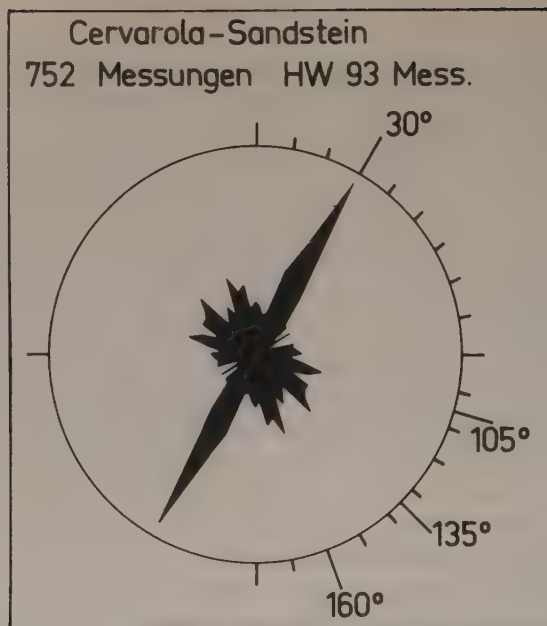


Abb. 76

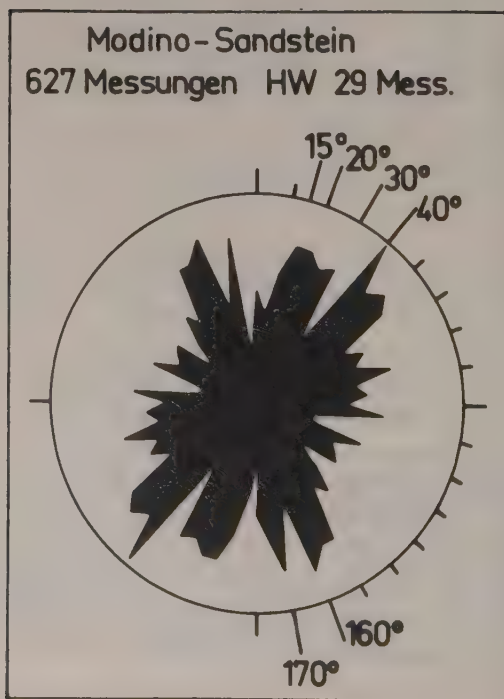


Abb. 77

4.12 Das Allochthon

Der Achsenplan des Allochthons weicht deutlich von dem des Parautochthons ab, was in der Betonung der antiapenninischen Richtungen, vor allem der SW-NE und E-W streichenden Strukturen zum Ausdruck kommt. Es handelt sich hier um t r a n s p o r - t i e r t e Baupläne. Die Faltung erfolgte vor der des Parautochthons und vor oder höchstens während der Überschiebungen. Eine nachhaltige Beeinflussung der Achsenpläne des Allochthons durch die des Parautochthons und umgekehrt hat nicht mehr stattgefunden.

Die Sammeldiagramme der Liguriden I und II präsentieren eine mehr oder weniger gleichmäßige Verteilung der Achsen in der N-S-, NW-SE- (bis W-E-) und der SW-NE-Richtung (Diagramme 15, 16a,b u. 17a,b auf der 'TSS'). Trotz der geringen Zahl der Werte läßt sich eine gute Übereinstimmung im Achsenplan zwischen Liguriden I und II feststellen; beide Einheiten haben also eine gleichzeitige und gleichgerichtete Achsenprägung erfahren. Besonders stark machen sich in den Diagrammen die N-, NE- und E-, seltener SE- und NW-vergenten Sättel und Mulden des Orocco-Caio-Alberese bemerkbar, so vor allem die große liegende Falte am N-Rand der Alberese-Platte.

Eine noch stärkere Betonung der SW- und NW-vergenten Strukturen zeigen die allochthonen Emilianiden (Diagramme 11, 12a,b und 14 auf der 'TSS'); NE- und SW-vergente, d.h. apenninische Elemente treten zurück. Der Molasse-Komplex kann hier unberücksichtigt bleiben, da seine sekundären Gleitfalten postorogen angelegt wurden (durch 'slumping'-Erscheinungen hervorgerufene Falten; flachwellige Verbiegungen der Molasse-Platte). Die Achsenverteilung der Molasse paßt dennoch gut in das allgemeine Achsenbild der allochthonen Emilianiden hinein (Betonung der ENE-WSW-Richtung; Diagramm 13 auf der 'TSS').

Die Unterschiede in der Achsenprägung zwischen Allochthon und Parautochthon treten besonders deutlich hervor, wenn man die Diagramme 14a,b und 9a,b bzw. 10a,b miteinander vergleicht (die Anzahl der dargestellten B_{ss} -Werte ist in allen Diagrammen etwa gleich). Den apenninischen, d.h. NW-SE streichenden Strukturen im Diagramm 9a,b (sie treten im Diagramm 10a,b infolge Überlagerung durch die älteren Achsenpläne der Olisthostromserien nicht deutlich

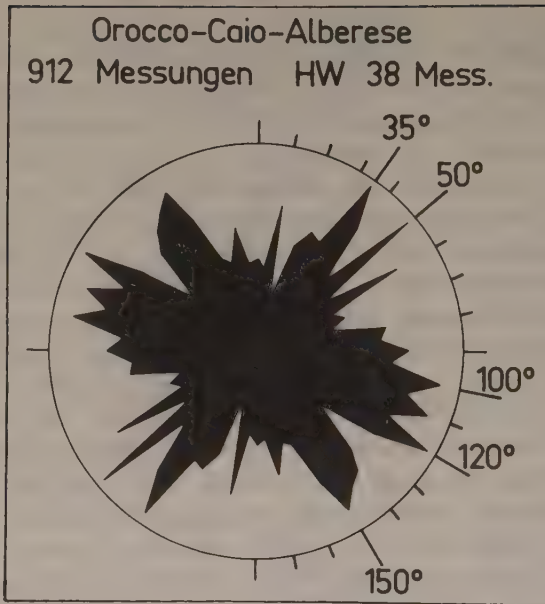


Abb. 78

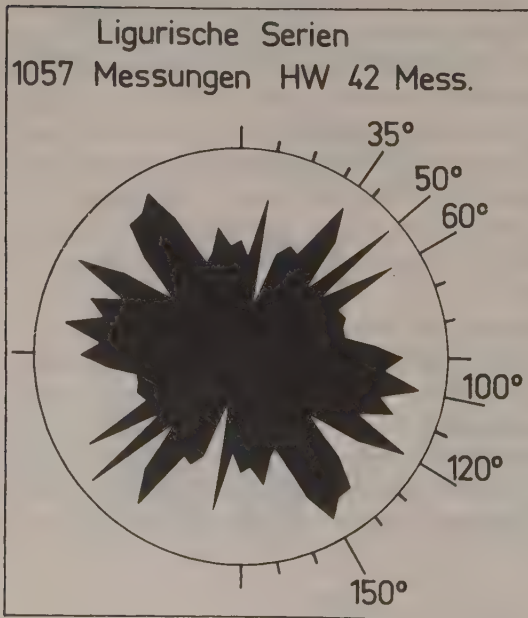


Abb. 79

hervor) stehen die vorwiegend antiapenninisch streichenden Elemente im Diagramm 14a,b gegenüber. Es ist also unmöglich für beide Groseinheiten eine gleichzeitige und gleichgerichtete Achsenprägung anzunehmen (s.o.).

Vergleicht man das Sammeldiagramm des Parautochthons mit dem des Allochthons (20a,b und 21a,b), so sind diese Unterschiede nicht mehr so deutlich, da **sich** in beiden Diagrammen apenninisch streichende Hauptfalten **und** antiapenninisch streichende Querfalten überlagern. Aber auch hier fallen noch die apenninischen Strukturen im Parautochthon durch die weit ausgebuchteten Felder (stark gestrichelte Linien) im NW- und SE-Sektor sowie die antiapenninischen Elemente im Allochthon durch ebensolche Felder im NE- und SW-Sektor auf.

4.2 Die K l u f t d i a g r a m m e und ihre Auswertung

War das Achsenbild kompliziert und oft schwer zu interpretieren, so gilt das für das Kluftsystem in verstärktem Maße.

Einige grundlegende Bemerkungen seien vorausgeschickt. Gerade, regelmäßige Klüfte sind nur in den kompetenten Gesteinen (Grauwacken, Alberese) anzutreffen. Am Übergang zu inkompetenterem Material (Mergel, Tonschiefer) wird ihr Verlauf unregelmäßig verbogen und undeutlich (Mergel) bzw. die Klüfte verschwinden fast ganz (Tonschiefer) und werden durch feinste Scher- und Schieferflächen ersetzt.

Soweit ein Mineralbelag zu erkennen ist, handelt es sich um einen dünnen Kalzitrasen (s. Tafel "Kluft-Säulendiagramme...." = Anlage 7); dicker Karbonatbelag ist selten und deutet auf besonders starke Dehnung hin. Andere Kluftfüllungen kommen kaum vor: Quarz (Macigno am M.Cella; Modino-Sandstein bei 'la Penna di Civago' und am M.Cisa), Glimmer (Cervarola-Sandstein an der Einmündung des T.Cervarolo in den T.Dolo). Das Karbonat für die Kluftfüllung ist ausschließlich aus den meist kalkigen Mergelzwischenlagen und Mergelkomplexen mobilisiert worden. Sehr oft ist der ursprüngliche, weiche Kalzitbelag herausgewittert. Klüfte, die primär keinen Belag hatten, gehören wohl meist älteren Beanspruchungsplänen an.

Zum größten Teil fallen die Klüfte steil ein, was in der randlichen Lage der Pole in den Diagrammen zum Ausdruck kommt (vgl. Diagramme DK 1 bis 43 auf der TK; Abb. 86 bis 89). Sie sind jungen, postorogenen Deformationsplänen zuzuordnen.

Das Kluft-Sammeldiagramm sämtlicher Serien des Untersuchungsgebietes (Abb. 91; auf diesen Diagrammen bedeutet HW die größte Zahl der Messungen einer bestimmten Richtung) zeigt bis auf den Bereich 20° bis 50° keine ausgeprägten Maxima; die Bereiche

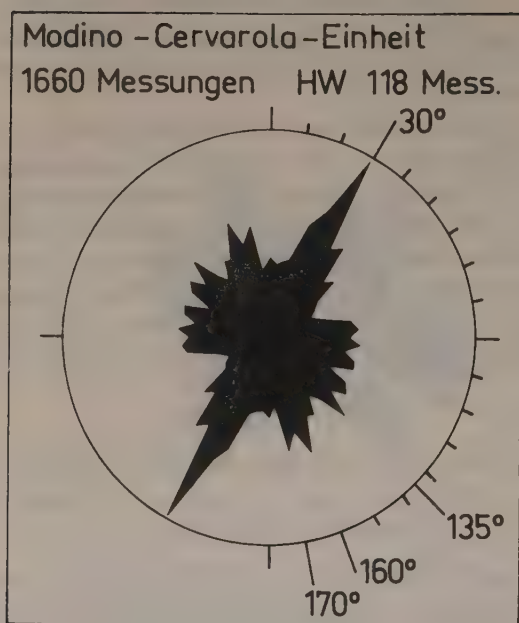


Abb. 80

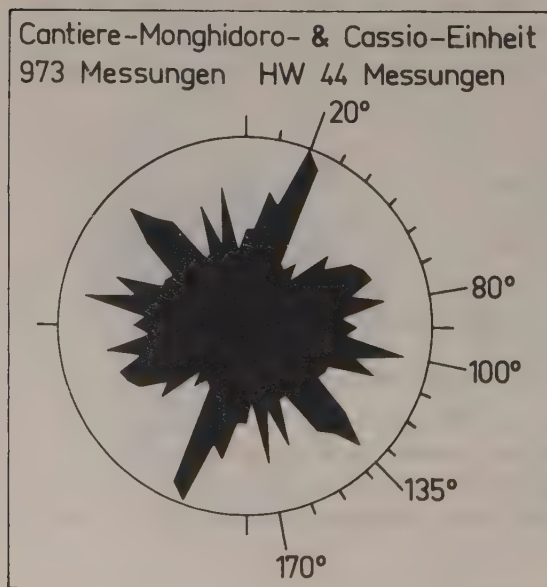


Abb. 81

0° - 110° (senkrecht auf den ersten), 120° - 135° und 160° - 170° sind nur schwach angedeutet. Eine ähnliche Verteilung präsentiert die Abb. 90, in der die Richtungshäufigkeit der in Luftbildern gewonnenen ca. 950 Lineare aufgetragen ist, mit einem deutlichen Maximum zwischen 25° - 45° sowie zwei kleineren bei 75° - 95° und bei 160° .

Die Sammeldiagramme der einzelnen tektonischen Einheiten zeigen etwas unterschiedliche Verhältnisse. Besonders deutlich fällt das Maximum bei 30° in der Modino-Cervarola-Einheit auf (Abb. 80), hier etwas überbetont durch die häufigen Messungen im Cervarola-Sandstein nördlich Civago (Abb. 76), wo diese Richtung dominiert. Ein ähnliches Maximum existiert auch in der Cantiere-Monghidoro- & Fassio-Einheit (Abb. 81); hier taucht noch ein senkrecht darauf stehendes System auf (100° - 110°). Im Sammeldiagramm der Ligurischen Serien streuen die Maxima um eine NE-SW- (35° - 60°) und um eine SE-NW-Richtung (100° - 150°).

Große Schwierigkeiten ergaben sich bei der Beantwortung der Frage nach der genetischen Zugehörigkeit zu definierten Beanspruchungsplänen infolge des komplizierten Achsenbildes und der oft ostparoxysmalen Anlage der Klüfte. Im Gelände wurden die Kluftmessungen in einem möglichst engen Bereich einer Faltenstruktur kolligiert, um sie dem jeweiligen Bauplan zuordnen zu können.

Den weitaus häufigsten Typ stellen j u n g e d i a g o n a - e S c h e r k l ü f t e dar (hkl-Flächen) mit relativ großen Oberflächenwinkeln (50° - 90° ; kleinere Winkel (20° - 30°) sind seltener). Sie lassen sich an keinen Achsenplan anschließen, d.h. sie sind postparoxysmal angelegt. Von insgesamt 107 interpretierten Kluftmaxima aus 47 Diagrammen gehören allein 47 diesem Typ an (= 42 %); die Verteilung im Parautochthon und Allochthon ist etwa gleich (22 : 20) s. Tabelle).

Es folgen Scherflächensysteme, die sich auf Deformationsachsen beziehen lassen, also älter sind (Ok1-, hOl-, hkO-Flächen). Unter ihnen überwiegen die hOl- und hkO-Systeme (s. Tabelle). Durch die postorogene Dehnung sind die ursprünglich glatten und meist geraden Klüfte geöffnet und sekundär mit Karbonat gefüllt worden. Oft haben an ihnen Bewegungen stattgefunden (Abschiebungen; Abb. 23), was sich in häufigen, langen Harnischstriemungen manifestiert.

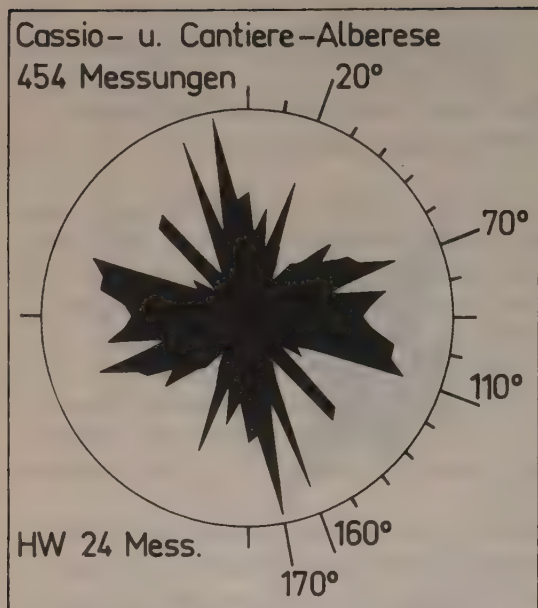


Abb. 82

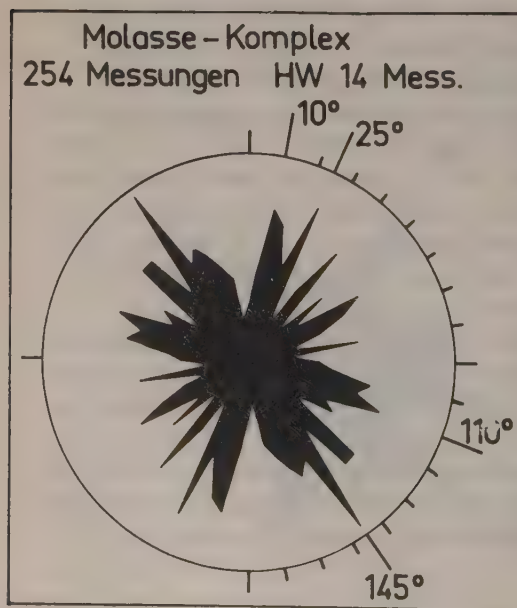


Abb. 83

	junge Scher- klüfte	alte Scherklüfte			alte Dehnungs- klüfte		
	hkl	Ok1	hOl	hkO	ac	ab	bc
Toskaniden II	-	1	1	4	-	-	-
Modino-Basisser. Modino-Sandstein	6	1	3	2	2	-	-
Pievepelago-F. Cervarola-Sdtn. Suviana-Serie	16	1	6	3	2	2	-
Modino-Cervaro- la-Einheit	22	2	9	5	4	2	-
Parautochthon (Toskaniden u. Modino-Cervaro- la-Einheit)	22	3	10	9	4	2	-
Cantiere-Basis- komplex	3	-	1	2	2	-	-
Alberese- Komplex	4	2	3	2	-	-	-
Molasse-Komplex	3	2	-	-	-	-	-
Cantiere-Mon- ghidoro- & Cas- sio-Einheit	10	4	4	4	2	-	-
Liguriden I	2	1	1	-	-	-	-
Liguriden II	8	6	6	6	-	1	2
gesamte Ligu- riden	10	7	7	6	-	1	2
Allochthon (Liguriden I, II; Cantiere- Monghidoro- & Cassio-Einheit	20	11	11	10	2	1	2
gesamte Serien	42	14	21	19	6	3	2
(insgesamt 107 interpretierte Kluftmaxima aus 47 Diagram.)	42(40%)	54 (= ca. 50 %)			11 (= ca. 10 %)		
	42(40%)	65 (= ca. 60 %)					

T a b e l l e

Gegenüberstellung der insgesamt 107 interpretierten Kluftmaxima aus den 43 Kluft-Diagrammen der Tektonischen Karte und den Abb. 86 bis 89.

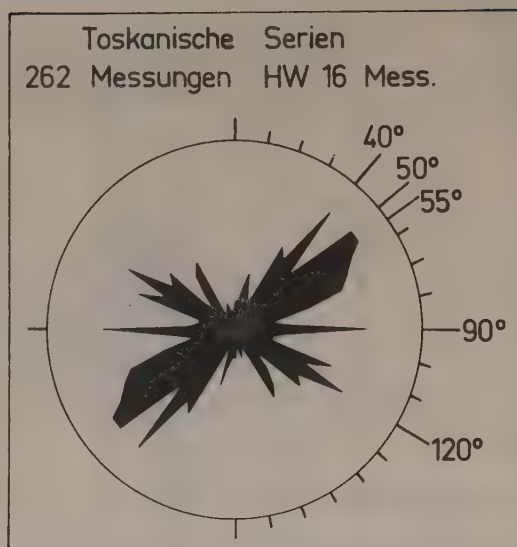


Abb. 84

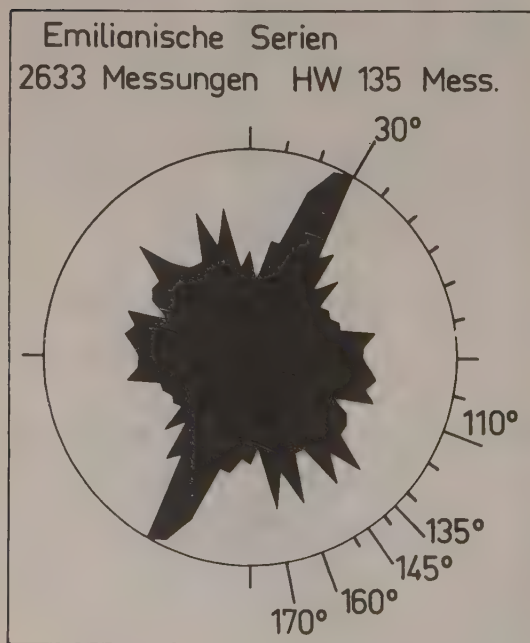


Abb. 85

Demgegenüber treten Klüfte, die parallel zu den Zonenkreisen des tektonischen Achsenkreuzes verlaufen (ac- oder Querklüfte; bc- oder Längsklüfte; ab-Klüfte) völlig zurück (vgl. Tabelle; Diagramme DK 1 bis 43 auf der TK und Abb. 86 bis 89). Sie machen nur etwa 10 % aller interpretierten Kluftmaxima aus. Von den übrigen Klüften sind sie im Gelände nur sehr schwer zu unterscheiden.

Während die jungen Scherflächen im Allochthon und Parautochthon etwa gleichmäßig verteilt sind (20 : 22), konzentrieren sich die alten Schersysteme im Allochthon (Parautochthon : Allochthon = 20 : 32). Betrachtet man jetzt das Verhältnis alter Scher- und Dehnungsklüfte zu den jungen, so stellt man überraschend eine Verschiebung dieses Verhältnisses im Allochthon zugunsten der alten Systeme fest (junge Systeme : alte Systeme = 20 : 37 oder 1 : 1,85); im Parautochthon ist das Verhältnis dagegen ausgewogen (22 : 28 oder 1 : 1,28) (s. Tabelle).

Dieser Umstand kann nur folgendermaßen interpretiert werden: Das synorogene, ältere Gefügebild des Parautochthons wurde durch junge, postorogene Dehnungs- und Scherklüfte überlagert und verwischt, so daß beide Baupläne nebeneinander vorkommen und oft schwer voneinander zu trennen sind. Demgegenüber zeigt das Allochthon einen wesentlich deutlicheren älteren Gefügebau, der offenbar bereits vor oder höchstens während der Deckenüberschiebung entstanden ist, da er sich nicht ohne weiteres mit den Kluftsystemen des Parautochthons korrelieren läßt. Die jungen Systeme (hkl-Flächen) des Allochthons, die mit den entsprechenden Klüften des Parautochthons vergleichbar sind, treten hier merklich zurück. Parautochthon und Allochthon haben also eine zeitlich und strukturell verschiedene Gefügeprägung erhalten. Die alten Systeme wurden in den Einheiten von jüngeren überlagert. Während beide im Allochthon aber verschiedene Raumlagen aufweisen und dadurch gut voneinander zu unterscheiden sind, verlaufen sie im Parautochthon mehr oder weniger in gleichen Richtungen. Offenbar stellt der junge Gefügeplan des Parautochthons zum größten Teil nur ein reaktiviertes älteres System dar.

Zu ähnlichen Schlußfolgerungen kommt man auch, wenn man die richtungsgebundenen und nicht richtungsgebundenen Merkmale der Klüfte in Säulendiagrammen gegenüberstellt (s. Anlage 7: "Kluftsäulendiagramme zur Darstellung richtungsgebundener und nicht richtungsgebundener Merkmale"). Im Parautochthon treten Abschiebungen, Harnische und dicker Mineralbelag (als Zeichen einer besonders

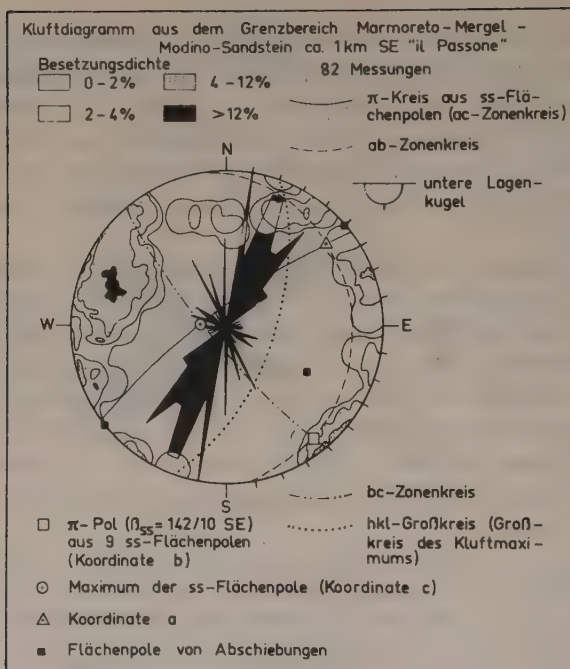


Abb. 86

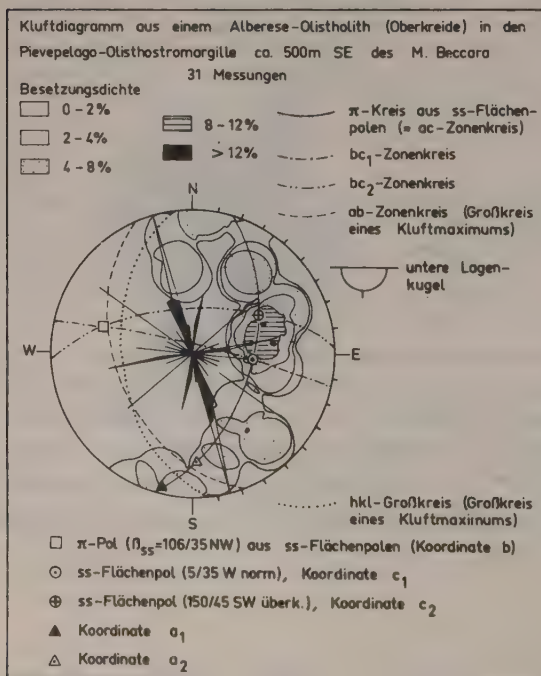


Abb. 87

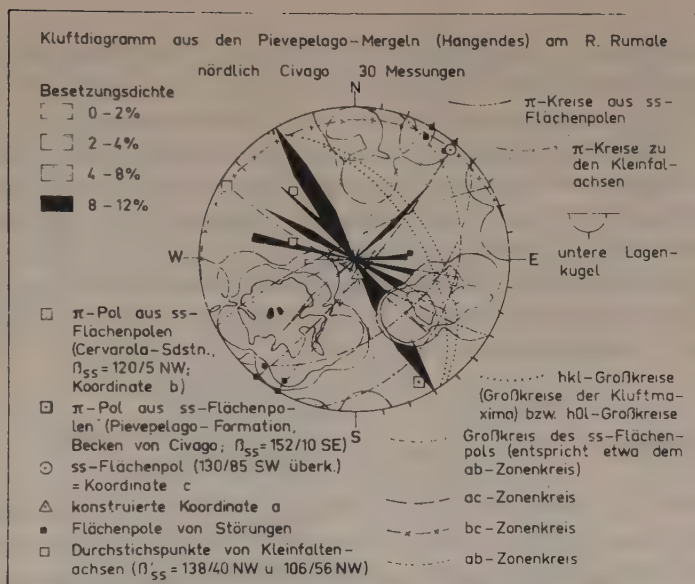


Abb. 88

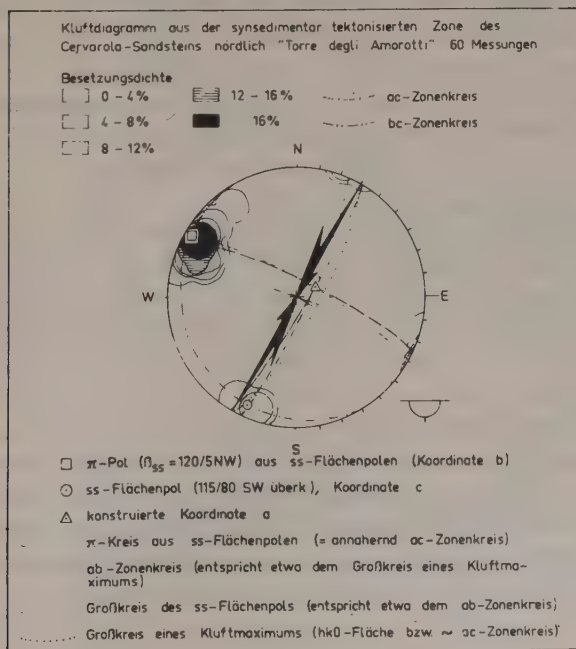


Abb. 89

starken Dehnung) bevorzugt in j u n g e n Scherflächensystemen mit einem Scherwinkel von 20° - 30° sowie 50° - 60° auf. Die ac-, bc-Klüfte (= Dehnungsklüfte) und Scherflächen eines ä l t e - r e n Beanspruchungsplanes sind dagegen weitaus weniger mit diesen Merkmalen ausgestattet, während sie in den älteren, auf den Deformationsplan zu beziehenden Kluftsystemen des Allochthons wieder häufiger in Erscheinung treten. Vor allem die Klüfte mit einem sehr dicken Mineralbelag sind im Verlauf der sich an die Faltung anschließenden Dilatation entstanden und deuten auf besonders starke Dehnungsspannungen hin.

5. Die großen S T Ö R U N G S S Y S T E M E

Die Störungssysteme des Arbeitsgebietes ordnen sich in den allgemeinen Gefügeplan ein. Die in den Luftbildern zu erkennenden Störungen scheinen alle tektonischen Einheiten ohne Rücksicht auf deren Achsen- und Gefügeplan zu durchschneiden (Abb. 90). Ein deutliches Maximum existiert im Bereich 30° - 40° (= 70 % aller gemessenen Lineare), zwei kleinere bei 80° (= 45 %) und bei 160° (= 40 %). Zum größten Teil dürfte es sich um postparoxysmale Dehnungsstörungen handeln, entstanden bei der jungen Hebung des Gebirges. Drei Störungstypen treten besonders hervor:

- a) Am weitesten verbreitet sind A b s c h i e b u n g e n, die überwiegend NNE-SSW, NW-SE und NE-SW streichen (Abb. 73). Der Versatz ist meist gering (weniger als 1 m bis 100 m), selten werden bis zu 500 m erreicht (Dolotal, Prof. 10). Am M.Ca di Viola kann ein maximaler Versatz von 2000 m (!) angenommen werden, vorausgesetzt, daß unter dem Bismantova-Sandstein, der hier gegen die Cantiere-Basisargille bzw. gegen den Cassio-Alberese grenzt, die gesamten tieferen Molasse-Serien noch vorhanden sind.

Vor allem der Molasse-Komplex und die ligurischen und emilianischen Alberese-Serien werden durch diesen Störungs-Typ deformiert. Die Abschiebungen erweisen sich stets als jünger als die übrigen Bruchsysteme und schneiden die fertigen Faltenstrukturen ab. In den Gefügediagrammen treten sie weniger als ac-Flächen in Erscheinung (Diagramme DK 13, 14 auf der TK), vorwiegend liegen

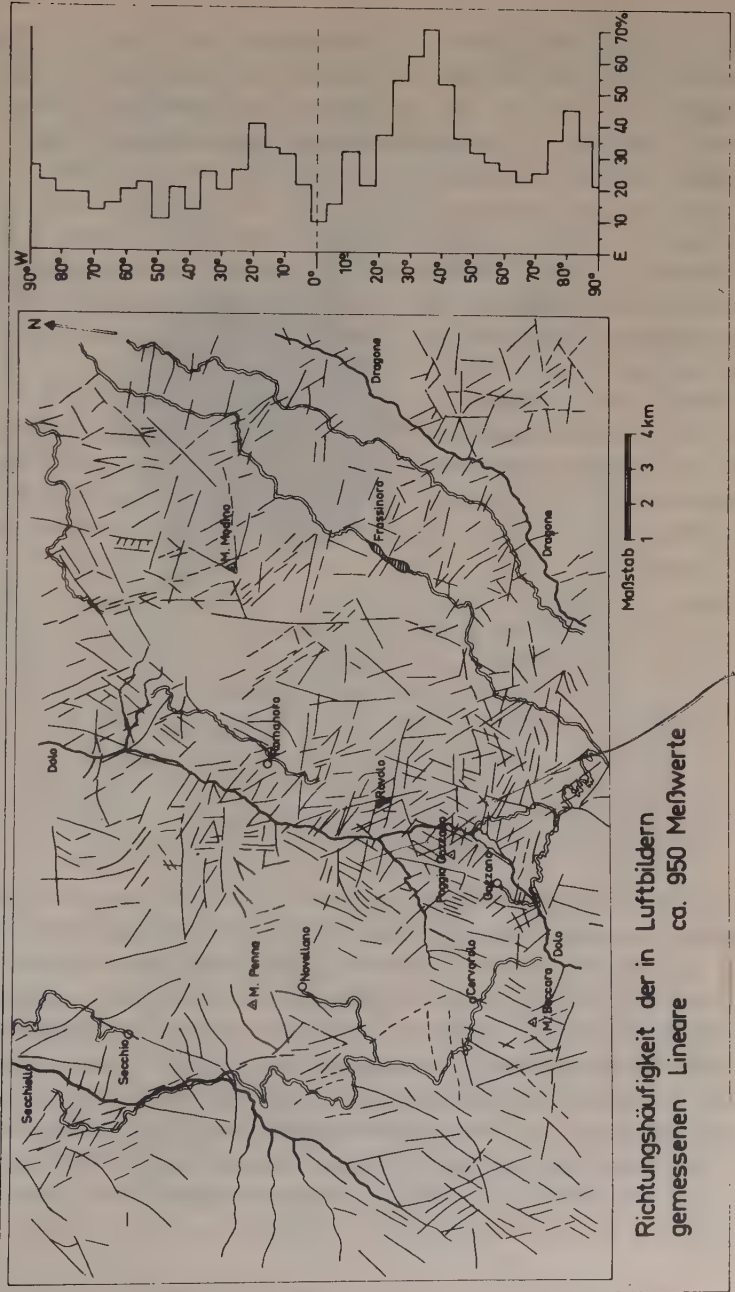


Abb. 90

sie außerhalb der normalen Kluftsysteme, d.h. sie sind jungen, undefinierten hkl-Flächen (Scherflächen) zuzuordnen (vgl. Diagramme DK 16, 27, 30, 34, 35, 40, 42). Auf den Faltenbau lassen sich lediglich die Abschiebungen im Cervarola-Sandstein nördlich Civago beziehen (Diagramme DK 13, 14; ac-Flächen; Abb. 23).

Als lang durchziehende, parallel zum Streichen des Gebirges verlaufende Längsstörungen sind sie besonders im S-Teil der M.Cusna-M.Giovarello-Struktur entwickelt. NW und N Gazzano (= südliche Begrenzung des 'Horstes' von Gazzano), im Cervarola-Sandstein bei Gova und im Frassinoro-Sandstein am M.Modino treten sie ebenfalls häufig in Erscheinung.

Weitaus verbreiteter sind die mächtigen **Q u e r s t ö r u n - g e n**, die bevorzugt N-S, NNE-SSW und NE-SW streichen; sie schneiden alle Faltenstrukturen ab (so z.B. die M.Cusna-M.Giovarello-Antiklinale; T. Prampola; T.Lucola; im Gebiet zwischen Montecagno und Primaore; die bis zu 6 km langen Störungen westlich und östlich Toano).

b) Weniger häufig sind die **A u f s c h i e b u n g e n** mit einem Versatz von maximal 500 m, meist jedoch nur wenigen Metern. Beträge von 1000 m kommen sehr selten vor (Orocco-Caio-Alberese/Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille, Prof. 18; Cervarola-Sandstein N Civago, Prof. 11). Sie erscheinen in den gleichen bevorzugten Richtungen wie die Abschiebungen. Die Längsstörungen (N-Begrenzung der Hauptkamm-Antiklinale; Cervarola-Sandstein N Civago; Gebiet um den M.Modino; Toano; N M.Cusna; E M.Cisa) treten hier gegenüber den Querbrüchen stärker zurück (R.Sologno; T.Secchiello). Dieser Typ ist wohl in den meisten Fällen als direkte Folgeerscheinung der Einengungstektonik zu betrachten.

Beide Störungssysteme sind früher stets im Sinne der Theorie der 'cunei composti' (MIGLIORINI, 1948) als synorogene, d.h. während der Faltung entstandene Systeme gedeutet worden (AZZAROLI, 1950 u. 1955; DAINELLI, 1953; LOSACCO, 1953; u.a.) und werden z.T. heute noch so interpretiert. So soll z.B. nach BERTOLLI & NARDI (1966) die Entstehung der Aufschiebung in der 'Synklinale von Civago' durch das 'Herannahen' der überkippten M.Cusna-M.Giovarello-Struktur und durch die Aufschiebung auf die 'Liguriden' (= Olisthostromargille) verursacht worden sein. Kompressive Kräfte sollen nach der Theorie der 'cunei composti' die Erdkruste in

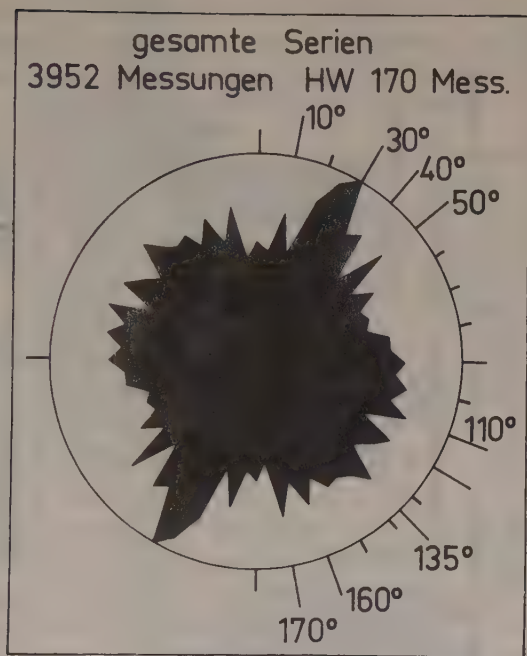


Abb. 91

keilförmige Teilstücke (= 'cunei') zerlegt haben; jeder dieser Teile wäre durch Auf- und Abschiebungen begrenzt gewesen. Von SW nach NE hätten sie sich sukzessiv zu sog. 'rughe tettoniche' aufgewölbt, und hätten dadurch die gravitative Weiterverfrachtung der auflagernden allochthonen Deckeneinheiten nach NE in Form von 'frane orogeniche' (orogene Bergstürze) begünstigt. AZZAROLI (1955)endet für den Bereich der Hauptkette und den sich nordöstlich daran anschließenden Teil (M.Prato - M.Cusna) die Theorie zweier aufeinanderfolgender 'cunei composti' an. Der südlichere soll sich stark eingesenkt haben und vom mesozoischen Komplex der Pania di Orfino überschoben worden sein. Es hat sich aber gezeigt, daß die Abschiebungen fast immer jüngeren Datums sind, sich also nicht auf den Faltenbau beziehen lassen. Lediglich die Aufschiebungen lassen

grobschematisches Blockbild der Lagerungsverhältnisse der tektonischen Einheiten

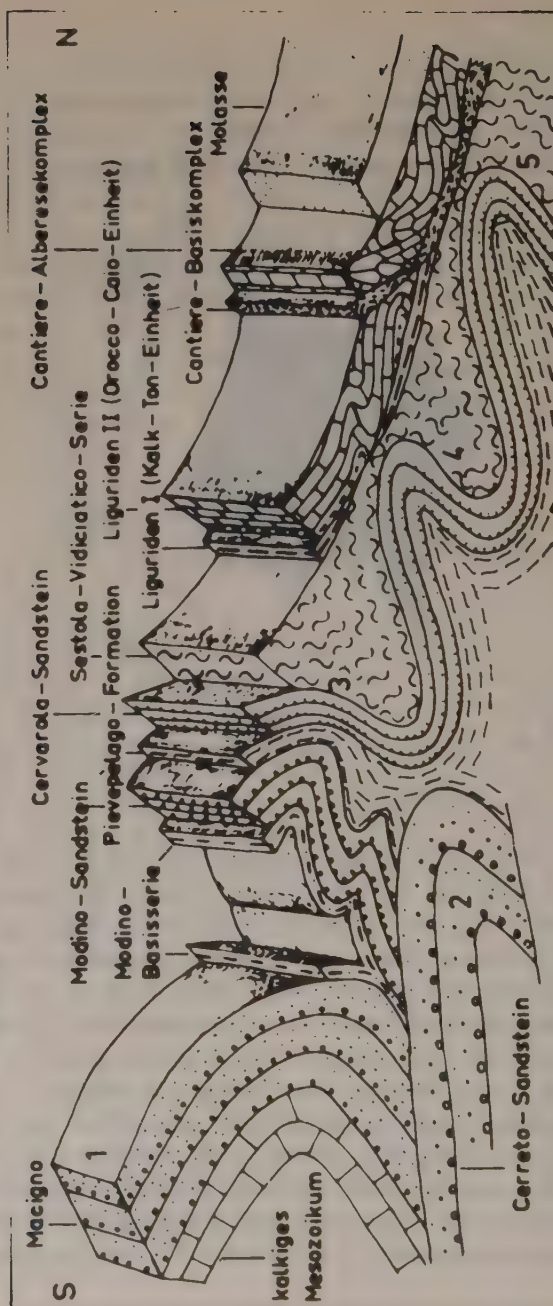


Abb. 92

sich z.T. als direkte Folgeerscheinungen kompressiver Tektonik interpretieren. Außerdem bedeutet es eine mechanische Unmöglichkeit, Einengung (Aufschiebungen) und Dehnung (Abschiebungen) zur gleichen Zeit an der gleichen Stelle entstehen zu lassen, d.h. ein- und demselben Deformationsakt zuzuordnen.

- c) Als weiterentwickelte Aufschiebungen - und genetisch sehr eng mit ihnen verknüpft - sind die Überschiebungen zu betrachten. Wie die Aufschiebungen können sie oft direkt aus dem Faltenbau abgeleitet werden. Ihre Funktion als Schuppenbahn ist meist durch die Ausbildung besonderer Abscherungshorizonte begünstigt worden. Während die Aufschiebungen meist steil einfallen, sind die Überschiebungsflächen nur wenig geneigt. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf die allochthonen Einheiten; innerhalb des Parautochthons treten sie nur ganz vereinzelt auf (Gleitmasse von Pietravolta-Gova). Einen Übergangstyp zwischen Auf- und Überschiebung stellt die Störung dar, mit der die allochthonen Emilianiden gegen die ligurischen Decken grenzen (Prof. 6, 7, 8).

Als eine große diagonale Seitenverschiebung kann die Störung angesehen werden, die vom M.Cisa aus nach S westlich des M.Cusna entlangzieht und die den Modino-Sandstein der nördlichen Schuppenstrukturen (M.Cisa/Piolo/Ligonchio/M.Ventasso) gegenüber dem M.Cusna-Element um 4 km nach NE verschoben hat. Später kamen noch geringfügige vertikale Bewegungen hinzu (Abschiebung). Auch dieser Typ ist synorogen in einer Spätphase der Faltung entstanden.

Die große Störungszone des Secchia-Tales wurde von vielen Autoren ebenfalls als Transversalstörung mit beträchtlichem horizontalen Vers Schub betrachtet (SIGNORINI, 1935; FAZZINI & GELMINI, 1966; GHELARDONI, 1966; REUTTER, 1968). Derartige horizontale Dislokationen konnten aber im Rahmen dieser Untersuchungen an keiner Stelle des Secchia-Tales nachgewiesen werden. Eher gewinnt man den Eindruck, daß es sich um eine alte strukturelle Grenze handelt, an der der nördliche Block gegenüber dem südlichen abgesunken ist. Diese Störung hat daher lediglich einen dilatativen Charakter. Das Gebiet westlich S.Anna/Tolara (N Frassinoro) erweist sich als ein großartiger Kreuzungspunkt mehrerer Störungssysteme. Der hier anstehende Frassinoro-Sandstein ist total zerklüftet (die Klüfte sind teils mit Quarz, teil mit Karbonat belegt), dieser Umstand wird in einem Steinbruch für die Gewinnung

des Sandsteins zu Bauzwecken ausgenutzt. Der Kreuzungspunkt NNE-SSW und NW-SE streichender Störungen stellt außerdem das Abrißgebiet einer großen Frana dar. Auffallend ist der hohe Erzgehalt in dieser Zone (Pyrit, Kupferkies), der auf eine *t e l e - t h e r m a l e* Lösungszufuhr hindeutet.

6. Der ZEITLICHE ABLAUF der BEWEGUNGEN

Die zeitlichen Bewegungsabläufe können insgesamt 5 Hauptphasen zugeordnet werden mit Dehnungserscheinungen jeweils am Anfang und am Ende der Orogenese (Phase 1 und 5). Dazwischen wird die Tektonogenese durch Zeiträume mit sich ständig steigender tektonischer Aktivität gekennzeichnet. Sie schließt mit der Hauptfaltung und den Überschiebungen im Miozän ab, die zu einer völligen Neuordnung und Umgestaltung der ursprünglichen paläogeographischen Gegebenheiten geführt hat. WUNDERLICH (1966) nimmt eine wellenartige Verlagerung der Orogenese an. Wie aber im Kap. 3.4 gezeigt wurde, kann das tektonische Geschehen nicht ohne weiteres in ein derartig starres Schema gepreßt werden. Fest steht lediglich, daß es sich hier nicht um einzelne, statische, räumlich und zeitlich voneinander isolierte Faltungs-'Phasen' handelt, sondern um einen einzigen kontinuierlichen Bewegungsablauf mit zeitlich und räumlich verschiedenen Maxima. An keiner Stelle des Nordapennins dürfte es von der Jura/Kreide-Grenze ab völlige tektonische Ruhe gegeben haben.

- 1) In die erste Phase der Bewegungsabläufe sind die *p r ä - o r o g e n e n* *D e h n u n g s e r s c h e i n u n g e n* der Jura/Kreide-Grenze zu stellen. Hiervon wurden nur der ligurische und der emilianische Faziesraum betroffen. Als sichtbare Zeichen derartiger Vorgänge sind die Ophiolithe des O.-Jura und der U.-Kreide zu betrachten, die an solchen Dehnungsstörungen aufgedrungen sind. Sie kündigen die bald darauf einsetzende rasche Einsenkung dieser Tröge mit gleichzeitigem Beginn einer Flyschfazies an. Die Toskaniden blieben demgegenüber weiterhin relativ stabil (Leptogeosynklinale; Abb. 93).

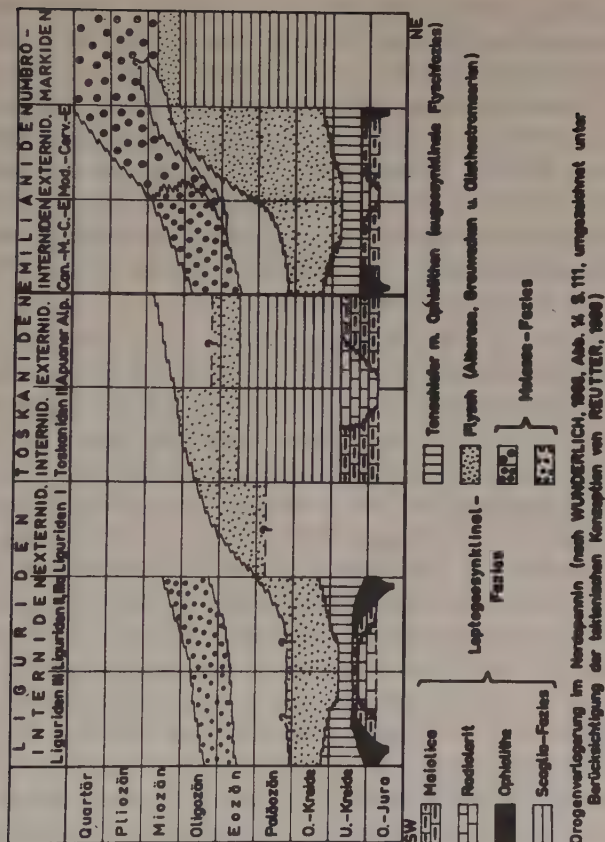


Abb. 93

- 2) Die zweite Gruppe umfaßt den Zeitraum C e n o m a n - T u r o n . Diese erste stärkere tektonische Aktivität macht sich wiederum nur in den Liguriden und Emilianiden mit ausgedehnten Resedimentationsprozessen (Olisthostrome), Brekzienbildungen, mächtigen Ophiolith einschüben und auffälligen Faziesdifferenzierungen (Argille - Buntschiefer - Ostia-Sandstein)

bemerkbar ('fase paleoappenninica', MIGLIORINI, 1945). Innerhalb der toskanischen Fazies, d.h. in den Toskaniden I und II, die sonst weitgehend unberührt von starken orogenen Bewegungen blieb, sind submarine Brekzienbildungen und Schichtlücken und damit die Entstehung eines submarinen Reliefs (GÜNTHER & REUTER, 1966; GÜNTHER & WACHSMUTH, 1969) als Hinweise auf die Existenz ähnlicher, recht bedeutender Vorgänge zu bewerten. Vermutlich steht damit auch der auffallende Übergang von der pelagischen Kalkfazies (Maiolica) in die pelagische Pelitserie (Scaglia rossa) in Zusammenhang.

- 3) Ein erster Höhepunkt der Orogenese läßt sich in der dritten Gruppe (Zeitraum: U.- bis M.-Eozän) feststellen. Diese Bewegungen sind besonders gut dort nachweisbar, wo Gesteine der ligurischen und emilianischen Fazies (Antola-, Orocco-Caio- und Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit) diskordant von mittel- bis obereozänen Serien überdeckt werden, die zunächst noch in Flyschfazies vorliegen und allmählich in Molasse übergehen. Die Faltung der genannten ligurischen und emilianischen Einheiten ist prämitteleozän erfolgt. Die Schichtlücken zwischen Faltung und Molassebedeckung sind i.a. nicht sehr groß; lokal (Synklinale von Viano z.B.) geht die Sedimentation ungehindert weiter. Hier läßt sich die Faltung zeitlich nur sehr schwer fixieren. Die Molasse-Gesteine können für die Einordnung der Bewegungsabläufe nur bedingt herangezogen werden.

In der Modino-Cervarola-Einheit macht sich die eozäne tektonische Aktivität durch ausgedehnte Resedimentationsvorgänge (Modino-Olisthostromargille; ähnliches dürfte auch für die Liguriden I gelten) und durch typische gradierte, ophiolithische Brekzien (Fiumalbo-Schiefer) bemerkbar. Nicht-ophiolithische, eozäne Brekzien können in der toskanischen Fazies als einziger Hinweis auf sehr schwache Bewegungen gewertet werden. Eine eozäne Faltung ist für die Modino-Basisserien dagegen nicht auszuschließen (vgl. Kap. 2.31 u. 4.11). Diskordante Überlagerungen von Fiumalbo-Schiefen auf Modino-Alberese wurden zwar an keiner Stelle direkt beobachtet, könnten aber ebenso wie Schichtlücken lokal vorhanden sein.

- 4) Den absoluten Höhepunkt im tektonischen Geschehen bildet das Miozän (bes. das U.-Miozän) mit der Faltung der tertiären tosکو-emilianischen Flyschserien und der gravitativen Verfrachtung ligurischer und emilianischer Gleitmassen ('fase etrusca', MIGLIORINI, 1945).

Eingeleitet werden diese Bewegungen durch die umfangreichsten Resedimentationsprozesse des Nordapennins überhaupt (Grenze Oligozän/Miozän und unteres Miozän). Zum gleichen Zeitpunkt wird die Macigno-Sedimentation durch die Vorläufer der ersten ligurischen Gleitdecke abrupt unterbrochen. Der Macigno endet jedoch nicht an allen Punkten zur gleichen Zeit, da die Gleitbewegung der ligurischen Decke offenbar diskontinuierlich mit lokalen Ruhepausen bzw. stärkerem Vorrücken vonstatten ging. In den Bereich der Modino-Cervarola-Einheit gelangte die Liguriden I-Decke erst später (höheres U.-Miozän). Wahrscheinlich ist sie erst auf dem Rücken der Toskaniden II transportiert und später ein zweites Mal in NE-Richtung abgeglitten.

Die gesamte oligomiozäne Schichtfolge der Modino-Cervarola-Einheit ist durch eine ausgeprägte synsedimentäre Tektonik ausgezeichnet, die ihren Höhepunkt in der Gleitmasse von Pietravolta-Gova findet. Sie breitete sich vor der Ankunft der großen ligurischen und emilianischen Gleitdecken sowie während oder unmittelbar nach der Faltung der tosکو-emilianischen Flyschserien aus.

Die Fixierung des Faltungsbeginns ist hier schwierig, da das Ende der Sedimentation in der Modino-Cervarola-Einheit nicht exakt bestimmt werden kann. Die Sestola-Vidiciatico-Argille, die das letzte Schichtglied der MCE bildet, lieferte keine genauen Daten. Mit Sicherheit endete die Sedimentation nicht vor dem Helvet. Zu diesem Zeitpunkt bewegten sich die Toskanischen Serien und die MCE bereits aufeinander zu, indem sie den Bereich der sich absenkenden Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum zuschoben (REUTTER, 1966). Dabei scherten offenbar die externen Toskaniden im Bereich des calcare cavernoso (O.-Trias) ab, die Emilianiden dagegen erst im Niveau der Modino- bzw. Cantiere-Basisargille (U.-Kreide). Bei diesen Bewegungen ist es zu randlichen Überschiebungen der Emilianiden auf die Toskaniden (bis zu 5 km) gekommen, was z.T.

auch durch Unterschiebungen erklärt werden kann.

Während bzw. unmittelbar nach den beschriebenen Vorgängen haben beide Einheiten eine gemeinsame Faltung und Verschuppung erfahren, wodurch die ehemals getrennten Komplexe zu einer einzigen großtektonischen, parautochthonen Einheit verschmolzen wurden. Nach der Faltung wurden beide im O.-Miozän (Torton) von den ligurischen und emilianischen Decken überfahren. Im Kontaktbereich allochthone Liguriden - allochthone Emilianiden kam es zusätzlich noch zu einer randlichen Aufschiebung der Emilianiden auf die Liguriden, d.h. die emilianischen Decken müssen sich zu einem etwas späteren Zeitpunkt in Bewegung gesetzt haben. Sie bilden das höhere tektonische Stockwerk. Beide allochthonen Komplexe sind vom präkretazischen Untergrund abgesichert und mit ihrem bereits fertigen prämitteleozänen Faltenbau verfrachtet worden (transportierte Strukturen).

Die weiträumigen Verbiegungen der Molasse-Bedeckung (Synklinale von Vetto/Carpinetti) können entweder als Folge des Transportmechanismus auf der sich bewegenden Gleitdecke interpretiert werden oder sie sind im Verlauf der späteren, sich nach NE, d.h. zum Rand der Poebene verlagernden Faltung entstanden. Während der SW des emilianischen Raumes bereits gefaltet war, blieben im N noch weite Teile von der Faltung unberührt.

- 5) Diese nördlichen Bereiche sind erst zu einem späteren Zeitpunkt einengenden Kräften unterworfen worden. Während der Verlagerung des Faltungsschwerpunktes zur Außensenke (Poebene) wurde das bereits gefaltete Rückland von einer starken Hebung mit gleichzeitiger distruktiver Bruchtektonik erfaßt und in große Bruchschollen zerlegt (WUNDERLICH, 1966). Sie ist für die Entstehung der großen Störungssysteme (vorwiegend Dehnungsstörungen) verantwortlich zu machen. Die Hebungstendenz dauert heute noch an. Die Faltung hat sich dagegen in die Poebene verlagert, d.h. außerhalb des morphologischen Gebirges. Der orogene Zyklus schließt also mit ähnlichen Erscheinungsformen (postorogene Dehnung), mit denen er an der Grenze Jura/Kreide begonnen hatte.

E. ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE

Der Schwerpunkt dieser Arbeit lag in einer Neugliederung der emilianischen Flyschserien zwischen dem Secchia-Tal und dem Apennin-Hauptkamm. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei den Grenzverhältnissen zu den toskanischen Serien gewidmet; dieser Streifen wurde praktisch im Detail kartiert. Im S wurde der toskanische Macigno und im N die tertiäre Molasse in die Untersuchungen einbezogen, da sie für die Klärung der Beziehungen zwischen den einzelnen Einheiten von grundlegender Bedeutung sind. Weiterhin galt es, die weitverbreiteten Tonschieferserien neu zu gliedern und zu versuchen, die bisher pauschal als 'Liguriden' bezeichneten Schichtfolgen in echte ligurische Einheiten und in eine allochthone emilianische Einheit zu unterteilen. Schließlich wurde auch eine Lösung der Frage nach der tektonischen Stellung und Herkunft des Cerreto-Elementes sowie der mächtigen Gipsmassive des Secchia-Tales vorgeschlagen. Erstmals wurde für das untersuchte Gebiet eine detaillierte Gefügeanalyse zur Interpretation des Deformationsstiles ausgearbeitet.

Sämtliche auskartierte Schichtfolgen können zwei tektonischen 'Mega-Einheiten' zugeordnet werden: dem *Parautochthon* (Toskanische Serie; Modino-Cervarola-Einheit) und dem *Allochthon* (Liguriden I u. II; Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit).

1. Von der bekannten Toskanischen Serie ist im Arbeitsgebiet nur der Hauptkamm-Macigno (O.-Oligozän - U.-Miozän; 2000 m) aufgeschlossen. Der Cerreto-Sandstein (O.-Oligozän - ?U.-Miozän; 700 m) mit seinen typischen Konglomeraten im Hangenden wurde als küstennahe *Randfazies* des Macigno interpretiert. Das in die Gipse des Secchia-Tales eingeschlossene leicht metamorphe Schichtpaket ('Serie vom Molino del Rosto'; Kalke und schiefrige Mergel, Nummulitenbrekzien, Sandsteine, Eozän) stellt vermutlich die Basis des Cerreto-Sandsteins dar.

Bei dem Gipsmassiv des Secchia-Tales, dem größten seiner Art im Nordapennin, handelt es sich eindeutig um einen *Diapir* (O.-Trias; bis zu 300 m anstehend). Die Gipse sind infolge der

starken orogenen Kompression aus den mesozoischen Kernen der Toskaniden ausgewandert und weiter im N an postorogenen Dehnungsstörungen wieder aufgedrungen. Mitgeschleppte Gesteine des Untergrundes (s.o.) und die tektonischen Kontakte zu verschiedenen alten Gesteinen verschiedener Einheiten sind die stärksten Argumente für diese Interpretation. Die Deutung als Olistolith in Tonschiefern (BALDACCI, BRANDI et al., 1967) läßt sich nicht aufrechterhalten.

2. Die Modino-Cervarola-Einheit (MCE) muß als selbständige stratigraphische und tektonische Einheit aufgefaßt werden. Die von den italienischen Autoren angenommene Verbindung zu den Toskanischen Serien besteht nicht, vielmehr ist sie der im NE der Toskaniden gelegenen Emilianischen Faziesprovinz (REUTTER & SAMES, 1964) zuzuordnen.

Die Modino-Basisserien (U.-Kreide - Oligozän; 1500 - 2500 m) lassen als kontinuierliche Schichtfolge keine sedimentäre Verbindung zwischen Modino- bzw. Cervarola-Sandstein und den toskanischen Flyschsandsteinen (Macigno bzw. Pseudomacigno) zu. Diese meist stark zerscherte und chaotische Schichtfolge leitet sedimentär zum Modino-Sandstein über (M.- bis O.-Oligozän; 700 m). Seine Basismergel (Marmoreto-Mergel; O.-Eozän - M.-Oligozän) stellen bis zum U.-Miozän (Suviana-Mergel) die Normalsedimentation dar, die dreimal von mächtigen Olisthostromserien (Modino-, Pievepelago- und Sestola-Vidiciatico-Olisthostromargille) und viermal von Turbiditfolgen in wechselnder Mächtigkeit unterbrochen wird (Modino-, Pievepelago-, Cervarola- und Suviana-Sandstein). Die Tonschieferserien enthalten vorwiegend umgelagertes Material der Modino-Basisserien, gehören damit stratigraphisch zur MCE und nicht zur ligurischen 'Ophiolith-Decke', wie es in der italienischen Literatur dargestellt wird. Als Herkunftsgebiet bietet sich die postulierte intrageosynklinale Schwellenzone zwischen Toskanikum und Emilianikum an. Bei den Turbiditserien, die generell - je nach dem Vorherrschen eines Sediment-Typs - in eine Turbidit- und in eine Laminitfolge getrennt werden können, läßt sich eine Abnahme des turbiditischen und eine Zunahme des laminitischen Charakters unter gleichzeitiger Vermergelung vom Oligozän zum Miozän feststellen.

Dem A l l o c h t h o n gehören Sedimente zweier Faziesräume an.

- 1) Die Gesteine der l i g u r i s c h e n Fazies liegen in Form zweier Gleitdecken diskordant auf dem Parautochthon. Die Liguriden I (O.-Paläozän - U.-Oligozän; 200 m), im ursprünglichen ligurischen Trog am weitesten extern abgelagert, haben sich als erste Decke in Bewegung gesetzt und liegen jetzt als jüngste Schichtfolge unten im Deckenstapel ('Divertikulation'). Konkordant folgen darüber die Liguriden II (Tonschiefer und Sandsteine; Kalk-Mergel-Flysch; Cenoman - Maastricht, ?Paläozän; 1400 m).
- 2) Im Gegensatz zu den Liguriden sind die allochthonen E m i - l i a n i d e n (Cantiere-Monghidoro- & Cassio-Einheit = CMCE) als Ganzes verfrachtet worden. Sie lassen sich in drei lithologische Einheiten unterteilen, die gleichzeitig tektonische Stockwerke mit einem jeweils spezifischen Baustil darstellen. Das unterste Stockwerk (Alberese-Basiskomplex; Neokom-Turon; 1500 m) besteht aus Tonschiefern mit Ophiolithen (Cantiere-Basisargille, Buntschiefer) und heteropischen Sandsteinen (Frassinoro- und Ostia-Sandstein, Alberese u. Schwarze Schiefer von Romanoro). Der gefaltete Alberesekomplex darüber (Turon - Paläozän; 1000 m) ist faziell zweigeteilt: in den Alberese vom Cantiere-Typ (kalkig-sandig) im E und vom Cassio-Typ (helle Farben) im N und W. Beide gehen kontinuierlich ineinander über, so daß die früher getrennte Cassio- und Cantiere-Einheit (REUTTER, 1968) zusammengefaßt werden konnte. Diskordant legt sich darüber eine ungefaltete Schichtfolge (Molasse-Komplex; M.-Eozän - Helvet; 2000 m), die anfangs noch Flyschcharakter hat (Piano-Mergel, Ranzano-Sandstein z.T., Antognola-Mergel z.T.) und zum Hangenden hin in Molasse übergeht (Ranzano-Sandstein z.T., Bismantova-Sandstein).

Das P a r a u t o c h t h o n ist durch eine F a l t u n g s - t e k t o n i k gekennzeichnet mit NE-vergenten, meist liegenden Großfalten. Zu einem Schuppenbau ist es hier - abgesehen vom Gebiet zwischen dem M.Cisa und dem M.Ventasso - nicht gekommen. Der Modino-Komplex mit seinen NE-vergenten Antiklinalen und Synklinalen läßt sich auch tektonisch nicht an den toskanischen Macigno anschließen, da seine Strukturen kein unmittelbares Abbild der Hauptkamm-Antiklinale sind. Es konnte aber ein direkter

Einfluß der Cerreto-Antiklinale auf den Strukturverlauf des Modino-Komplexes festgestellt werden. Die Toskaniden - abgesichert im Niveau der O.-Trias (Evaporite) und die MCE - abgesichert im Bereich der Modino-Basisargille (U.-Kreide) - könnten sich zunächst aufeinander zu bewegt haben, indem sie den Raum des sich absenkenden, beide Komplexe trennenden Schwellengürtels zuschoben. Dabei haben die Emilianiden die Toskaniden bis zu 5 km überschoben bzw. wurden von den Toskaniden um diesen Betrag unterschoben (HEYMANN, 1968). Erst danach haben beide eine gemeinsame Achsenprägung erfahren und wurden scheinbar zu einer einzigen tektonischen Einheit verschmolzen. Die 'falda toscana' der italienischen Literatur stellt somit kein einheitliches System dar, sondern besteht aus zwei Strukturkomplexen verschiedener Einheiten. Außerdem sind die Überschiebungsweiten sehr gering, eine Decke, d.h. eine 'falda' kann daraus nicht konstruiert werden. Daher entspricht die Annahme einer parautochthonen Stellung beider Einheiten eher den Gegebenheiten.

Die Hauptfaltung erfolgte im H e l v e t . Sie wird durch die verstärktem Maße auftretenden Olisthostromserien als Zeichen der sich stetig steigernden orogenen Aktivität angekündigt. Eine eoazäne Faltung ist in der MCE nicht auszuschließen (Faltung der Modino-Basisserien). Die Gefügeanalyse erbrachte im wesentlichen einen apenninischen Achsenplan, dem nur lokal infolge Achsenabtauchens antiapenninische Querstrukturen aufgesetzt sind. Das synorogen entstandene Kluftsystem wurde im Verlauf der postorogenen Bruchtektonik durch ein neues System g l e i c h e r Richtung überlagert.

Die Faltung der allochthonen Einheiten ist p r ä m i t t e l - e o z ä n erfolgt, d.h. vor oder höchstens während der Überschiebungen im Helvet/Torton; es handelt sich also um t r a n s p o r t i e r t e Strukturen. Die Molasseserien darüber sind ungefalt. Die zeitliche Diskrepanz zwischen Molasse-Liegendem (Eozän) und dem Hangenden des Parautochthons (M.-Miozän) kann nur durch die Annahme einer Sedimentation auf der sich bewegenden Gleitdecke befriedigend erklärt werden.

Während im Parautochthon die Faltungstektonik vorherrschte, wird das Allochthon durch eine Faltungstektonik mit lokal sehr

intensiven Verschuppungen und Abscherungen charakterisiert, bedingt durch den Wechsel sehr heterogener Schichtfolgen.

Der Achsenplan des Allochthons zeigt eine stärkere Betonung der antiapenninischen Richtungen, die auf starke Achsendepressionen zurückzuführen sind. Außerdem lassen sich zwei Gefügesysteme verschiedener Richtung und verschiedenen Alters erkennen: ein synorogener älterer und ein postorogener jüngerer Deformationsplan.

F.

RIASSUNTO

In questo lavoro si è data molta importanza ad una nuova suddivisione delle serie flyschiodi emiliane nella zona compresa tra la valle del Secchia e la catena principale dell'Appennino.

Un'attenzione particolare è stata posta inoltre sul limite fra la serie toscana e la serie emiliana, accompagnando lo studio con un rilievo geologico di grande dettaglio. Sia il macigno toscano, limitato a sud, sia le molasse oligomioceniche a nord sono stati presi in esame per la loro grande importanza nella interpretazione dei rapporti tra le diverse unità geologiche.

Altro lavoro analitico di notevole difficoltà risulta dalla distinzione delle diffusissime serie argillose presenti nell'area rilevata e attribuite genericamente alle Liguridi, ma da distinguere in Liguridi vere e proprie ed Emilianidi. Infine è stata proposta una soluzione per il problema della posizione tettonica e dell'origine dell'anticlinale di Cerreto e dei grandi affioramenti di gessi triassici della Val Secchia. Per la prima volta è stata elaborata per la zona in esame una analisi strutturale e dell'assetto tettonico per potere interpretare lo stile di deformazione.

Tutte le serie distinte in questo lavoro si possono raggruppare in due grandi unità tettoniche: una parautoctona (serie Toscana, Unità di M. Modino-M. Cervarola) ed una alloctona (Liguridi I e II, Unità di M. Cantiere-Monghidoro-M. Cassio).

I) Nell'area studiata il macigno della Catena principale (oligocene sup.-Mioc. inf.; 2000 m) rappresenta l'unico termine affiorante della Serie Toscana. L'arenaria di Cerreto (Olig.- sup.? - Mioc. inf.; 700 m) con i suoi tipici conglomerati, viene interpretata come facies marginale e litorale del macigno. L'affioramento di marne calcaree e silteose leggermente metamorfiche fra i gessi della Val Secchia (Serie di Molino del Rostò con Breccie nummulitiche dell'Eocene) rappresenta probabilmente la base dell'arenaria di Cerreto.

L'affioramento dei gessi ed anidrite della Val Secchia, il più grande del genere nell'Appennino Settentrionale, deve indubbiamente considerarsi come un elemento diapirico (Trias sup.; più di 300 m).

I gessi dovrebbero essere migrati attraverso i nuclei mesozoici delle Toscanidi in seguito ad una forte compressione orogenetica, risaliti quindi in superficie e più verso Nord a causa di faglie distensive postorogenetiche. Le rocce del substrato trascinate dai gessi ed i contatti tettonici con rocce di età diversa e di diverse unità appaiono gli argomenti più convincenti di questi gessi ad un olistolite imballato nelle argille caotiche (PALDACCIO, BRANDI et al. 1967) non sembra accettabile.

2) L'Unità di M. Modino-M. Cervarola (UMC) è da considerare come stratigraficamente e tettonicamente indipendente dalla serie toscana, cioè dalla "falda toscana", mentre non sembra valido tale legame come ammesso dagli Autori italiani. Questa unità è da attribuire quindi ad un bacino emiliano situato all'estremo di quello Toscano (REUTTER & SAMES; 1964).

Le "serie di base di M. Modino" (Cret. inf.-Olig.; 1500-2500 m) non possono giustificare un collegamento stratigrafico col tetto del Macigno o col pseudomacigno, poiché in esse è rappresentata con continuità la sedimentazione dal Cretacico inferiore a tutto l'Oligocene. Questo complesso, per la maggior parte caotico e fortemente dislocato (scagliato) passa stratigraficamente alle "arenarie" di M. Modino" (Olig. med.-sup.; 700 m). La sue marne di base (marne di Marmoreto: Eocene sup.- Olig. med.) rappresenta la sedimentazione normale, come le marne di Pievepelago e quelle di Suviana (Miocene medio); questa sedimentazione viene interrotta per tre volte da olistostromi di grande estensione e potenza (argille olistostromiche di M. Modino, di Pievepelago e di Sestola-Vidiciatico) e quattro volte da sequenze torbiditiche di potenza variabile (ar. di M. Modino, di Pievepelago, di M. Cervarola e di Suviana). Gli olistostromi contengono in prevalenza un materiale proveniente dalla serie di base di M. Modino; perciò essi fanno parte della UMC e non dell'unità olisto-

tifera ligure, come appare nelle descrizioni della letteratura italiana. Il sollevamento intrageosinclinale tra le Toscanidi e le Emilianidi può avere provocato tali movimenti per frane gravitative e olistostromi. Le serie torbiditiche, generalmente suddivisibili in una sequenza torbiditica=(s.s.) ed in una laminitica, mostrano una diminuzione del carattere torbiditico ed un corrispondente aumento di quello laminitico oltre che un aumento delle intercalazioni marnose, dall'Oligocene al Miocene.

All'alloctono appartengono unità di due principali bacini:

1) Le Liguridi giacciono in discordanza sul parautoctono con due unità tettoniche gravitative. Le Liguridi I (Paleocene sup.- Oligocene inf.; 200 m) originariamente sedimentate nel bacino più esterno si sono mosse per prime e si trovano ora sottoposte a tutte le altre unità tettoniche (diverticolazione) benché più giovani. In modo discordante succedono poi le Liguridi II (argille siltose ed arenarie flyschiodi; flysch calcareo-marnoso; Cenomaniano-Maastrichtiano,? Paleocene; 1400 m) in parte fortemente piegate.

2) Le Emilianidi allotone (Unità di M. Cantiere-Monghidoro e M. Cassio) si sono messe in posto come un unico grandioso lembo al contrario delle Liguridi. Esse possono essere divise in tre unità litologiche, che rappresentano anche altrettante unità tettoniche che mostrano caratteristici e specifici stili di deformazione.

Il "complesso di base dell'Alberese" (Neocomiano-Turoniano; 1500 m) è costituito da argille siltose ed in parte caotiche con ofioliti ("argille di base di M. Cantiere"; "argille varicolori" = "Euntschiefu") e di arenarie eteropiche ("Arenarie di Frassinoro", "Arenarie di Ostia", "scisti neri ed alberese di Romanoro"). Il "Complesso dell'Alberese", fortemente piegato, viene suddiviso in due tipi di facies (Turoniano-Paleocene; più di 1000 m): l'alberese tipo M. Cantiere (calcarei ed arenarie; colori scuri) ad est e quello tipo M. Cassio (colori chiari) a nord e ovest. Ambedue passano di frequente l'uno all'altro; così l'unità di M. Cassio e l'unità di M. Cantiere prima separate (REUTTER, 1968) possono essere riunite. Il Complesso dell'Alberese,

poi, è ricoperto in modo stratigrafico, ma discordante da una serie ("Complesso molassico"; Eocene med-Elveziano; 2000 m) non piegata, che nella sua parte inferiore presenta ancora carattere flyschioide ("Marne di M. Piano", "Arenarie di Ranzano pars; Marne di Antognola pars) mentre verso l'alto passa ad una facies molassica (Arenarie di Ranzano pars; Arenarie di Bismantova).

Il Parautoctono è caratterizzato tettonicamente da una grande anticlinale rovesciata a NE, mentre non si conoscono strutture a scaglie tettoniche se si eccettua la regione tra il M. Cisa ed il M. Ventasso. Il complesso di M. Modino, con le sue anticlinali e sinclinali rovesciate verso NE non può essere collegato nemmeno tettonicamente col macigno toscano, poiché le sue strutture non sono una copia della anticlinale della catena principale, ma risultano affatto indipendenti. D'altra parte si può invece constatare una influenza diretta dell'anticlinale di Cerreto sulla direzione delle strutture del complesso di M. Modino. Bisogna ammettere in primo luogo che la serie del Macigno, scollata a livello delle evaporiti triassiche e la serie di M. Modino-M. Cervarola, scollata a livello delle plastiche argille neocomiane, siano scorse una verso l'altra, ricoprendo la zona sollevata che divideva le Toscanidi, mentre sarebbero state sostituite per sottoscorimento sempre dalle Toscanidi per almeno 5 Km. Solamente dopo questi movimenti le due unità avrebbero subito insieme altre sollecitazioni tettoniche simulando un'unica unità. E' sotto questa luce che la falda Toscana degli Autori italiani va interpretata come consistente di due complessi strutturali di unità diverse. Oltre a ciò si deve aggiungere la modesta entità del sovrascorimento che non lascia lo spazio per ricostruire la falda.

L'ipotesi quindi di una posizione parautoctona della serie Toscana e della Unità di M. Modino-M. Cervarola sembra pertanto più conforme ai dati.

Le principali fasi tettoniche plicative dovrebbero essere avvenute nell'Elveziano, precedute e sottolineate da intercalazioni di olistostromi sempre più potenti fino al Miocene medio.

Nell'Unità di M. Modino-M. Cervarola non è da escludersi

una fase plicativa eccenica che avrebbe provocato un corrugamento, sia pure non intenso, della serie di base del M. Modino.

Le analisi strutturali di compagine mostrano un sistema di assi strutturali appenninico al quale solo localmente si sovrappongono assi antiappenninici in seguito ad una loro forte deviazione della direzione. Al sistema delle faglie e delle fratture sinorogenetiche si sovrappone inoltre un nuovo campo di fratture a direzione corrispondente dovuto alla tettonica disgiuntiva postorogenetica.

Un corrugamento delle unità alloctone è avvenuto prima dell'Eocene medio, cioè prima (o forse anche durante) del sovrascorrimento Elveziano-Tortoniano. Si tratta dunque di strutture ereditate e trasportate. Alla serie molassica manca inoltre l'assetto tettonico ad anticlinale e sinclinale presente invece nel substrato piegato.

L'interpretazione più soddisfacente per la spiegazione della incongruenza derivata dalle età eccenica delle marne di M. Piano (base serie molassica) nel confronto di quella miocenica del tetto del complesso parautoctono, sembra doversi ricercare in una continuità della sedimentazione durante lo scivolamento per gravità (nelle falde liguridi ed emilianidi).

Mentre nel parautoctono prevale uno stile tettonico plicativo, nell'alloctono tale stile risulta complicato da scolamenti e scaglie, localmente di grande intensità ed ampiezza, facilitati dalla presenza di una successione di serie litologiche molto eterogenee. Gli assi strutturali dell'alloctono mostrano una accentuazione nelle direttrici antiappenniniche dedotta da una forte differenza negli angoli degli assi e dall'aumento di B durante la compressione orogenetica. Sono inoltre riconoscibili nei diagrammi strutturali due sistemi a direzione ed età diversa: secondo una superficie di deformazione più antica; cioè sinorogenetica ed un'altra più recente postorogenetica.

G

Literaturverzeichnis

SD = Sonderdruck

- ABBATE, E. (1966): Nuovi dati sull'età degli Scisti Policromi e del Macigno delle Spezia. - Boll. Soc. Geol. Ital., 85, 1 - 4, S. 655 - 666; Pisa 1966.
- ABBATE, E. & BORTOLOTTI, V. (1961): Tentativo di interpretazione dei livelli di "Argille scagliose" intercalati nella parte alta del macigno lungo l'allineamento M. Prado - Chianti (Appennino settentrionale) mediante collate sottomarine. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 2, S. 335 - 342; Pisa 1961.
- ABBATE, E. & SAGRI, M. (1967): Suddivisione litostratigrafiche nei calcari ad elmintoidi auctt. della placca dell'Ebro - Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo ne' Monti (Appennino settentrionale). Mem. Soc. Geol. Ital., 6, S. 23 - 65; Pisa 1967.
- ADLER, R., FENCHEL, W., HANNAK, W. & PILGER, A. (1965): Einige Grundlagen der Tektonik, I. - Clausthaler Tektonische Hefte, 1, 64 S.; Clausthal Zellerfeld 1965.
- ADLER, R., FENCHEL, W., MARTINI, H.J. & PILGER, A. (1965): Einige Grundlagen der Tektonik, II. - Clausthaler Tektonische Hefte, 2, 94 S.; Clausthal Zellerfeld 1965.
- ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A. (1965): Statistische Methoden in der Tektonik, I. - Clausthaler Tektonische Hefte, 2, 97 S.; Clausthal Zellerfeld 1965.
- (1965): Statistische Methoden in der Tektonik II. - Clausthaler Tektonische Hefte, 4, 111 S.; Clausthal Zellerfeld 1965.
- AGIP MINERARIA (1957): Foraminiferi Padani (terziario e quaternario). - Atlanta iconografico e distribuzione stratigrafica; Milano 1957.
- (1959): Microfazies italiane (dal carbonifero al miocene medio). - 35 S., 145 Taf.; Milano 1959.
- AMADESI, E. (1964): Nuove ricerche nei dintorni di Poretta Terme (Bologna). - Boll. Soc. Geol. Ital., 83, 1, S. 213 - 220; Roma 1964.
- (1965): Ricerche geologiche nei dintorni di Lizzano in Belvedere. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 4, S. 3 - 17; Roma 1966.
- (1967): Schema strutturale e tettonico dell'Appennino settentrionale (versante emiliano) fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli. - Giorn. di Geol., Ann. del Museo geol. di Bologna, ser. 2a, 34, 2, S. 1 - 23; Bologna 1966.
- (1967): Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli. - Giorn. di Geol., Ann. del Museo geol. di Bologna, ser. 2a, 34, 2, SD, S. 1 - 34; Bologna 1966.
- ANELLI, M. (1923 a): Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano. - Rend. Acc. Naz. Linc., Cl. sc. fis., ser. 5a, 32, S. 413 - 416.

- ANELLI, M. (1923 b): Tettonica dell'Appennino parmerse e reggiano. - Boll. Soc. Geol. Ital., 42, S. 377 - 398; Roma.
- (1923 c): Sulla presenza dell'Oligocene nel Subappennino reggiano. - Boll. Soc. Geol. Ital., 42; Roma.
- (1927): Sopra alcuni lembi di macigno nell'Appennino parmerse. - Giorn. di Geol., ser. 2a, 2.
- (1929): Su alcuni fenomeni di ricoprimento nell'Appennino emiliano. - Rend. R. Acc. Naz. Linc., Cl. sc. fis., ser. 6, 10.
- (1935 a): Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell'Alta Val Secchia (Reggio Emilia). - Atti Soc. Sc. Nat. e Mat. Modena, 66, S. 3 - 19; Modena.
- (1935 b): Sopra alcuni lembi di "arenaria superiore" dell'Appennino settentrionale. - Aten. Parm., 7.
- (1938): Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza. - Real. Acc. Sc. Lett. Arti Modena, Atti Mem., ser. 5, 2, S. 228 - 262; Modena.
- AUBOIN, J. (1964): Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. - Geol. Rdsch. 53, 1, S. 480 - 534; Stuttgart 1964.
- AZZAROLI, A. (1955): L'Appennino toscano-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e di Soraggio. - Boll. Soc. Geol. Ital., 74, 2, S. 1 - 72; Pisa 1955.
- (1950): Tettonica della catena principale dell'Appennino Lunigianese tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello. - Boll. Soc. Geol. Ital., 69, 3, S. 366 - 391; Roma 1950.
- BALDACCI, F., ELTER, P., GIANNINI, E., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1967): Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch Arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale. - Mem. Soc. Geol. Ital., 6, 2, S. 213 - 244; Pisa 1967.
- BALDACCI, F., BRANDI, G.P., NARDI, R., SQUARCI, P. & TAFFI, L. (1967 a): Sulla giacitura dei calcari cavernosi e dei gessi di Sassalbo, del Passo del Cerreto e della Val Secchia (Appennino Tosco-Emiliano). - Mem. Soc. Geol. Ital., 6, 2, S. 199 - 211; Pisa 1967.
- BALDACCI, F. & NARDI, R. (1967 b): Sulla presenza di una finestra tettonica nella serie toscana della Valle di Soraggio. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, 74, 1, S. 120 - 127; Pisa.
- BARBIERI, F. & ZANZUCCHI, G. (1963): La stratigrafia della Valle di Roccaferara (Appennino Parmense). - Atti Soc. Ital. Sc. Nat. e Mus. Civ. di Stor. Nat., 102, 2, S. 156 - 210; Milano 1963.
- BEHRMANN, R.B. (1936): Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. - Abh. Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III, 15, 125 S.; Göttingen 1936.
- (1958): Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystems. - Geotekt. Forsch., 12, 1, S. 1 - 99; Stuttgart 1958.

- BENEO, E. (1956): Accumuli terziari di risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. - Boll. Soc. Geol. Ital., 78, 2, S. 44 - 73; Roma 1956.
- BERTOLANI, M. (1948): Ricerche sulla formazione gessoso-calcareo dell'Alta Val di Secchia. - L'Universo, 29, 5; Firenze 1948.
- BERTOLLI, A. & NARDI, R. (1966): Geologia delle Valli del Dolo e del Dragone (Appennino tosco-emiliano). - Mem. Soc. Geol. Ital., 5, 2, S. 139 - 164; Pisa 1966.
- BLOW, W.H. (1967): Late middle Eocene to Recent planctonic biostratigraphy. - in: BRONNIMANN, P. & RENZ, H.H. (1969): Proceedings of the First International Conference on Planctonic Microfossils. - 1, S. 1 - 421; Geneva 1969.
- BOCCALETTI, M. & GUAZZONE, G. (1970): La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale. - Mem. Soc. Geol. Ital., 9, S. 177 - 195; Pisa 1970.
- BOHNE, W. (1966): Geologische Untersuchungen im Raum Ligonchio, Provinz Reggio Emilia (Italien). - Unveröff. Dipl.- Arb., Freie Univ. Berlin, 72 S.; Berlin 1966.
- BOLLI, H.M. (1966): Zonation of cretaceous to pliocene marine sediments based on planctonic Foraminifera. - Boll. inform. de Geol. Min. y Petr. of the Asociacion venezolana, 9, 1, S. 3 - 32; Enaro 1966.
- BORTOLOTTI, V. (1964): Osservazioni preliminari sulla posizione delle rocce ofiolitiche nelle zone di Berceto (Parma); di Boccassuolo (Modena) e dei Monti Livornesi di Pomarance (Parma). - Boll. Soc. Geol. Ital., 82, 2, S. 259 - 264; Roma 1964.
- (1966): La tettonica trasversale dell'Appennino. I.: La linea Livorno - Sillaro. - Boll. Soc. Geol. Ital., 85, 1 - 4, S. 529 - 540; Pisa 1966.
- & PIRINI, C. (1965): Nota preliminare sull'età della base del Macigno (Serie tra il Passo del Cerreto e la bassa valle del Serchio). - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 6, S. 29 - 36; Pisa 1965.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. - Elsevier Publ. Comp., 168 S.; Amsterdam 1962.
- BRANDI, G.P. & NARDI, R. (1966): Strutture sedimentarie nelle arenarie del M.Cervarola. - Mem. Soc. Geol. Ital., 5, S. 268 - 278; Pisa 1966.
- BROOKS, F.E., MESSINA, A.R., CHARMACK, R. & RONAI, L.E. (1968/69): Catalogue of Index Smaller Foraminifera. - The Amer. Mus. of Nat. Hist., 1 - 3; New York 1968/69.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. - Ecl. Geol. Helv., 34, 1, S. 117 - 134; Basel.

- CIPRIANI, C. & MALESANI, P. (1962): Ricerche sulle arenarie: IX) Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche. - Mem. Soc. Geol. Ital., 4, S. 339 - 374; Pisa 1964.
- DAINELLI, L. (1949): La tettonica del macigno fra S. Marcello Pistoiese e Piteccio. - Boll. Soc. Geol. Ital., 68, S. 36 - 41; Roma, 1950.
- (1951): La tettonica del macigno e della formazione marnoso-arenacea romagnola fra Lizzano in Belvedere e Barberino di Mugello. - Boll. Soc. Geol. Ital., 70, 2, S. 389 - 401; Pisa 1953.
- (1953): Geologia del M.Cimone. - Boll. Soc. Geol. Ital., 72, S. 7 - 24; Roma 1955.
- DALLAN, L. (1962): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: II. Ricerche micropaleontologiche nei Flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese). - Boll. Soc. Geol. Ital., 81, 3, S. 77 - 128; Pisa 1962.
- DALLAN, L. & RAGGI, G. (1961):: Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino settentrionale (Val di Taro e Alta Valle dello Scoltenna). - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 2, S. 151 - 174; Pisa 1961.
- DODERLEIN, P. (1870 - 1872): Note illustrative della Carta Geologica del Modenese e del Reggiano. - Mem. R. Acc. Sc. Lett. e Arti di Modena.
- DOTT, H.R. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. - Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 47, 1, S. 104 - 128; Tulsa 1963.
- DZULYNSKI, S., KSIĄKIEWICZ, M. & KUENEN, Ph.H. (1959): Turbidites in flysch of the polish Carpathian Mountains. - Bull. Geol. Soc. Amer., 70, S. 1089 - 1118; New York 1959.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E.K. (1965): Sedimentary features of Flysch and Graywackes. - Developments of Sedimentology, 7, Elsev. Publ. Comp., 274 S.; Amsterdam 1965.
- EAMES, F.E., BANNER, F.T., BLOW, W.H. & CLARKE, W.J. (1962): Fundamentals of mid-tertiary stratigraphical correlation. - Cambridge at the University Press, S. 2 - 151; 1962.
- ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M. & TREVISAN, L. (1960): Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. - Acc. Naz. Linc. Rend. Cl. Sc. fis. e nat., ser. 8, 29, 6, S. 497 - 502; Roma 1960.
- ELTER, P., GRATZIU, C. & LABESSE, B. (1964): Sul significato della esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 83, 2, S. 373 - 394; Pisa 1964.
- ELTER, P. (1960): I lineamenti tettonici dell'Appennino a nord-ovest delle Apuane. - Boll. Soc. Geol. Ital., 79, 2, S. 273 - 312; Pisa 1960.
- FAZZINI, P. (1963): Osservazioni geologiche nel gruppo del Monte Cantiere. - Boll. Soc. Geol. Ital., 82, S. 1 - 18; Pisa 1963.
- (1966): La geologia dell'alta Val Dolo. - Boll. Soc. Geol.

- Ital., 84, 6, S. 213 - 238; Pisa 1966.
- FAZZINI, P. & OLIVIERI, R. (1961): Osservazioni mineralogico-petrografiche su alcuni affioramenti di sabbie vulcaniche nell'Appennino modenese e reggiano. - Atti Acc. Naz. Sc. Lett. Arti Modena, ser. 6, 3, S. 60 - 81; Modena 1961.
- FAZZINI, P. & TACOLI, M.L. (1963): La serie oligo-miocenico del versante padano dell'Appennino settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale. - Atti. Soc. Nat. Mat. Modena, 94 (SD), S. 3 - 22; Modena 1963.
- FAZZINI, P. & GELMINI, R. (1966): Studio fotogeologico dell'Appennino modenese e reggiano. - Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 97 (SD), S. 3 - 23; Modena 1966.
- FISCHER, G. (1960): Über die Auswertung von Gefügediagrammen. - Ernst-Kraus-Festschrift, Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. 3, Heft 1, S. 283 - 299; Berlin 1960.
- FLORES, G. (1959): Evidence of slump phenomena (Olisthostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. - 5. World Petrol. Congr., Proc. Sect., 1, S. 259 - 275; Rome 1959.
- FOLK, L. (1962): Spectral subdivision of limestone types; Classification of Carbonate Rocks; a Symposium. - Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., Mem. 1, S. 62 - 85; Tulsa 1962.
- FREY, W. (1969): Zur Geologie des Grenzgebietes Alta Romagna/Casentino (Prov. Forlì, Pesaro, Arezzo) SE des Passo dei Mandrioli (Italien). - Diss. Freie Univ. Berlin, 182 S.
- FUCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. - Sediment-Petrologie, Teil II, 726 S.; Stuttgart 1970.
- GANSER, A. (1959): Außer-alpine Ophiolithprobleme. - Ecl. Geol. Helv., 52, 2, S. 659 - 680; Basel 1959.
- GAZZI, P. (1965): On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the Northern Apennines, Italy. - Journ. sedim. Petrol., 35, 1, S. 109 - 115; Tulsa 1965.
- GELMINI, R. (1966): Osservazioni geologiche tra il Monte Cimone e la valle del Dardagna (alto Appennino modenese). - Mem. Soc. Geol. Ital., 5, 3, S. 225 - 240; Pisa 1966.
- GHELARDONI, R. (1961): Serie stratigrafica di Monte Cato. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 35 - 44; Roma 1961.
- (1965): Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 3, S. 277 - 290; Pisa 1965.
- (1966): Schema tettonico dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti). - Atti Soc. Tosc. Sc. N. 1, ser. A, 73, (SD), 20 S.; Pisa 1966.
- GHELARDONI, R., PIERI, M., LUCCHETTI, L. & PIRINI, C. (1962): I rapporti tra "macigno" e "marnoso arenacea" tra le Valli del Dolo e dell'Idice. - Boll. Soc. Geol. Ital., 81, 3, S. 195 - 230; Pisa 1962.
- GHELARDONI, R., PIERI, M. & PIRINI, C. (1966): Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti). - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 6, S. 297 - 416; Pisa 1965.

- GIANNINI, E. & TONGIORGI, M. (1962): Les phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine dans l'Apennin septentrional. - Note présentée à la séance du 3. décembre 1962, S. 682 - 690.
- GIANNINI, E., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): Osservazioni sul problema della Falda Toscana. - Boll. Soc. Geol. Ital., 81, 2, S. 17 - 98; Pisa 1962.
- GIESE, P., GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. - Z. Dtsch. geol. Ges., 120, Jhrg. 1968, S. 151 - 195; Hannover 1970.
- GOLDBERG, G. (1965): Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli - Passo della Cisa (Prov. Massa/Carrara, Italien). - Diss. Freie Univ. Berlin, 146 S.
- GÖRLER, K. & IBBEKEN, H. (1964): Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Apennin und Alpen. - Geol. Rdsch., 53, S. 73 - 84; Stuttgart 1963.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1964): Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins. - Geol. Rdsch., 53, S. 358 - 375; Stuttgart 1963.
- (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch., 57, S. 484 - 514; Stuttgart 1968.
- GROSCURTH, J. (1969): Die Geologie eines Gebietes im Bereich des Apennin-Hauptkammes zwischen dem Becken von Firenzuola und dem Mugello-Becken. - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 124 S.
- GÜNTHER, K. (1966): Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm. - Diss. Freie Univ. Berlin, 180 S.
- GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J. (1966): Submarine Brekzienbildung als Folge cenomaner orogenetischer Tätigkeit in den Toskaniden II bei Mommio (Prov. Massa-Carrara). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 124, 3, S. 241 - 253; Stuttgart 1966.
- GÜNTHER, K. & RENTZ, K. (1968): Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino. - Atten. Parm. Acta Nat., 4, 1, S. 67 - 87; Parma 1968.
- GÜNTHER, K. & WACHSMUTH, W. (1969): Submarine Brekzien und Sedimentationslücken im Mesozoikum der nordwestlichen Toskaniden. - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 134, 1, S. 57 - 100; Stuttgart 1969.
- HAAF, E. Ten (1956): Significance of convolute lamination. - Geol. en Mijnb., 18, S. 488 - 194; Den Haag 1956.
- (1958): Les directions d'apport dans les flysch arenacée des Apennins. - Ecl. Geol. Helv., 51, 3, S. 977 - 980; Basel 1959.
- (1959): Graded beds of the northern Apennines; sedimentary structures and directions of supply. - Diss. Univ. Groningen, 102 S.
- HARTUNG, W. (1966): Zur Geologie der nördlichen Apuaner Alpen zwischen Vinca und dem Turrone Secca. - Diss. Freie Univ. Berlin, 117 S.
- HEMMER, C. (1966): Geologische Untersuchungen in einem Gebiet

zwischen Treppio und Setta, Bologneser Apennin. - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 108 S.

- (1971): Zur Geologie des Gebietes zwischen Passo della Futa und dem Lago di Suviana (Prov. Bologna, Florenz). - Diss. Freie Univ. Berlin (in Vorbereitung).
- HENTSCHEL, H. (1960): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. - Geol. Rdsch., 50, S. 33 - 45; Stuttgart 1960.
- HERM, D. (1962): Stratigraphie und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. - Bayer. Abh. Wiss. Math.-Nat. Kl. Neue Folge, 104, S. 9 - 119; München 1962.
- HEYMAN, H.F. (1966): Geologische Untersuchungen des Emilianischen Apennins zwischen Fanano und Gaggio Montano (Prov. Bologna, Italien). - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 147 S.
- (1968): Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro- und oberen Lima-Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia). - Diss. Freie Univ. Berlin, 180 S.
- HILLEBRANDT, A. von (1964): Zur Entwicklung der planktonischen Foraminiferen im Alttertiär und ihre stratigraphische Bedeutung. - Paläont. Ztschr., 38, 3/4, S. 189 - 206; Stuttgart 1964.
- IBBEKEN, H. (1964): Zum Bau des Ligurikums am Nordwestrand der Apuaner Alpen. - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 121, 1, S. 80 - 93; Stuttgart 1964.
- (1965): Antola-Alberese und Kreide-Tertiär-Grenze zwischen Bordera und Staffora (Prov. Alessandria, Italien). - Max Richter-Festschrift, S. 83 - 95; Clausthal Zellerfeld 1965.
- (1967): Die Mørlassino-Diskordanz (Prov. Alessandria, Italien). Beispiel einer durch Olisthostrome vorgetäuschten Konkordanz. - Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 2, 1, S. 21 - 36; Genua 1968.
- (1969): Das Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennins. - Manuskript in Vorb. für den Druck, Habilit.-Schr. Freie Univ. Berlin.
- & REUTTER, K.-J. (1967): Zum Problem der intramontanen Oligozänmolassen im Nordapennin. - Ecl. Geol. Helv., 60, 1, S. 94 - 108; Basel 1967.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA, GEOGRAFIA E PALEONTOLOGIA DELL'UNIVERSITA DI PARMA (VENZO, S. et al., 1958 - 1966): Carta Geologica 1 : 100 000 della provincia di Parma e zone limitrofe. - Firenze 1965.
- JACOBACCI, A. (1962): La serie rovesciata del Monte Cetona. - Boll. Serv. Geol. Ital., 83, S. 33 - 49; Roma 1962.
- (1966): Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. - Boll. Serv. Geol. Ital., 86, S. 65 - 86; Roma 1966.
- & MARTELLI, G. (1964): Il significato degli olistostromi nel flysch appenninico. - Mem. Soc. Geol. Ital., 4, 2, S. 69 - 82; Bologna 1964.
- KIESEL, Y. (1962): Die oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbertin (Mecklenburg). - Freiburger Forsch.-Hefte, S. 1 -

- 123; Berlin 1962.
- KLEBELSBERG, R. v. (1930 - 1933): Die eiszeitliche Vergletscherung des Apennins. - Zeitschr. f. Gletscherkunde, 18, 20, 21.
- KOBER, L. (1927): Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen. - Sitzb. Ber. Acad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 136, 1, S. 281 - 294; Wien 1927.
- (1935): Grundlagen des Deckenbaus des Apennins. - Forsch. u. Fortschr., 25; Berlin 1935.
- KRAMPE, K.-D. (1964): Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza. - Diss. Freie Univ. Berlin, 161 S.
- (1969): Sulla posizione dei Terreni preliassici nell'Appennino tosco-emiliano fra Sassalbo e Busano (Massa-Carrara, Reggio Emilia). - Aten.Parm. Acta Nat., 5, 1, S. 111 - 136; Parma 1969.
- KUSE, W. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Aveto-Tales im Hinblick auf den Bauplan des Nordapennins. - Diss. Freie Univ. Berlin, 89 S.
- KUENEN, Ph.H. (1958): Problem concerning source and transportation of flysch sediments. - Geol. en Mijnb. (NW. Ser.), 20. Jaarg., S. 329 - 339; Den Haag 1958.
- (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. - Ecl. Geol. Helv., 51, 3; S. 1009 - 1021; Basel.
- (1959): Transport and sources of marine sediments. - Geol. en Mijnb. 21. Jaarg.; S. 191 - 196; Den Haag.
- & MENARD, H.W. (1952): Turbidity currents, graded and non graded deposits. - Journ. Sed. Petr., 22, 2; S. 83 - 96; Menasha.
- & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. - Journ. Geol., 58, 2; S. 91 - 127; Chicago.
- LAUNAY, L. de (1907): La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. - Congr. Intern. Geol., Mexico.
- LENCEWICZ, S. (1917): Profile geologiczne przez Apenin Toskański. - C. r. Soc. Sci. Varsovie, 10, 6; S. 637 - 662; Warschau.
- LIPPARINI, T. (1944): Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale. - Boll. R. Com. Geol. Ital., 69; S. 33 - 107.
- LOEBLICH, A. and Collaborators (1957): Studies in Foraminifera. - U.S. Nat. Museum, Bull. 215, Smithsonian Inst., Washington D.C.;
- LCMEARD, A. (1963): Stratonomie des series dy flysch. - Ecl. Geol. Helv., 56, 2; S. 481 - 511; Basel.
- (1963): Laminites: A structure of flysch-type sediments. - Journ. sedim. Petrol., 33, 1; S. 14 - 22; Tulsa.
- LOSACCO, U. (1946): Un affioramento di breccie ofiolitica nell'alto Appennino modenese. - Boll. Soc. Geol. Ital., 65; S. 24 - 26; Roma, 1947.
- (1949): La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale. Riv. geogr. ital., 56; Firenze.
- (1953): La struttura dell'Appennino modenese tra la Foce delle Radici ed il Passo dell'Abetone. - Boll. Soc. Geol. Ital., 70, 2, S. 490 - 512; Pisa 1951.

- et al. (1963): Carta Geologica d'Italia al 100 000, foglio 86 (Modena), 2. Edizione. - Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- (1966): Terreni, strutture e morfologia del Subappennino modenese-reggiano. - Atti Soc. Mat. Nat. Modena, 97 (SD), S. 3 - 62; Modena 1966.
- LOESCHKE, J. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nordappennin. - Diss. Freie Univ. Berlin, 123 S.
- LOTTI, B. & ZACCAGNA, D. (1913): Carta Geologica d'Italia al 100 000, foglio 97 (S. Marcello Pistoiese). - Istit. Geogr. De Agostino, Novara.
- LOTZE, F. (1953): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. - Ztschr. dtsh. geol. Ges., 105, S. 814 - 822; Hannover 1953.
- LUDWIG, O. (1929): Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio. - Geol. Rdsch., 20, S. 36 - 66; Berlin 1929.
- LUTERBACHER, H. (1964): Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. - Ecl. Geol. Helv., 57, 2; Basel 1964.
- MAIOLI, P. (1961): Serie stratigrafica di Viano. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 61 - 69; Roma 1961.
- MARCHESI, R. (1961): Serie stratigrafica di Monte Piano. Serie stratigrafica di Contignaco. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 71 - 77; Roma 1961.
- MARCUCCI, M. (1966): Ritrovamento di Inocerami associati a microfauna oligoceniche nel flysch arenaceo di Cargedolo (Appennino modenese). - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 6, S. 281 - 293; Pisa 1966.
- (1967): Geologia della zona compresa tra Pievepelago, Piandelagotti e Vallorsara. - Mem. Soc. Geol. Ital., 6, 4, S. 523 - 579; Pisa 1967.
- MARKWICH, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Gebiet von Corniglio, Provinz Parma, Nordappennin. - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 74 S.
- MASINI, R. (1964): La formazione ofiolitica e le rocce sedimentarie che l'accompagnano. - Boll. Soc. Geol. Ital., 83, 3, S. 255 - 276; Roma 1965.
- MERLA, G. (1951): Geologia dell'Appennino settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 70, 1, S. 95 - 382; Roma 1952.
- (1957): Essay on the geology of the Northern Apennines. - Accad. Naz. Linc., Atti Conv. II, 29 S.; Milano 1957.
- MIGLIORINI, C. (1943): L'età del macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi. - Boll. Soc. Geol. Ital., 62, S. 75 - 90; Roma 1944.
- (1945): Le fasi orogeniche nell'Appennino settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 64, S. 46 - 47; Roma 1947.
- (1945): Sull'origine delle breccie ofiolitiche della regione appenninica settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 64, S. 23 - 24; Roma 1947.

- (1948): I cunei composti nell'orogenesi. - Boll. Soc. Geol. Ital., 67, S. 49 - 142; Roma 1949.
- MONTANARO-GALLITELLI, E. (1947): Argillificazione del diabas e genesi di alcune argille scagliose rosse appenniniche. - Boll. Soc. Geol. Ital., 66, S. 15 - 20; Roma 1948.
- (1954): Marne ed argille a Schackoina e Guembelina nella formazione a Fucoidi ed Elmitoidei di Serramazzoni (Modena). - Accad. Sc. Lett. Art. Modena, ser. 5, 12, S. 3 - 12; Modena 1954.
- (1958): Globotruncane campiano-maestrichtiane nella formazione a facies di flysch di Serramazzoni nell'Appennino settentrionale modenese. - Boll. Soc. Geol. Ital., 77, 2, S. 171 - 191; Roma 1958.
- MUTTI, E., DE ROSA, E. & SACCANI, G. (1965): Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino settentrionale). - Riv. Ital. Pal., 71, 2, S. 565 - 602; Milano 1965.
- NARDI, R. (1964a): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. III.: I rapporti tra le arenarie del M. Cervarola e il macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena). - Boll. Soc. Geol. Ital., 83, 2, S. 361 - 372; Roma 1964.
- (1964b): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. IV.: La geologia della Valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese). - Boll. Soc. Geol. Ital., 83, 4, S. 353 - 400; Pisa 1965.
- (1965): Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 5, S. 35 - 92; Pisa 1965.
- & TONGIORGI, M. (1962): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. I.: Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago. - Boll. Soc. Geol. Ital., 81, 3, S. 1 - 76; Roma 1963.
- OGNIREN, L. (1969): Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano. - Mem. Soc. Geol. Ital., 8, S. 453 - 763; Pisa 1969.
- PANTANELLI, D. (1883): Sezioni geologiche nell'Appennino modenese e reggiano. - Boll. R. Com. Geol. d'Ital., ser. 2, 4, 9 u. 10, S. 197 - 213.
- PAPANI, G. (1963): Su un olistostroma di 'Argille scagliose' intercalato nella serie oligomiocenica del Subappennino reggiano. - Boll. Soc. Geol. Ital., 82, 3, S. 195 - 202; Roma 1964.
- & ZANZUCCHI, G. (1969): Nuove unità litostratigrafiche del Appennino emiliano: I. - II. Flysch di M. Cassio. - Aten. Parm. Acta Nat., 5, 1, S. 5 - 18; Parma 1969.
- & ZANZUCCHI, G. (1969): Nuove unità litostratigrafiche del Appennino emiliano: III. Le argille di Viano. - Aten. Parm. Acta Nat., 5, 1, S. 19 - 28; Parma 1969.
- PAREA, G.C. (1961a): Il flysch ad Helmitoidi di Serramazzoni (Appennino modenese). Strutture sedimentarie e modo di depo-

- sizione. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 3, S. 159 - 184; Roma 1962.
- (1961b): Contributo alla conoscenza del flysch ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale. Strutture sedimentarie, modo di deposizione e direzione di apporto. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 3, S. 185 - 214; Roma 1962.
 - (1964a): La provenienza dei clastici dell'Arenaria del M. Gottero. - Atti Mem. Acc. Sc. Lett. Arti Modena, ser. 6, S. 1 - 5; Modena 1964.
 - (1964b): Età e provenienza dei clastici del flysch arenaceo dell'isola d'Elba. - Rend. Acc. Linc., Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, 36, 3, S. 133 - 149; Modena 1964.
 - (1965a): La provenienza dei sedimenti nel flysch campiano-maestrichtiano dell'Appennino settentrionale tra il Passo dei Giovi e la Valle del Panaro. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 1, S. 217 - 222; Roma 1965.
 - (1965b): Caratteri sedimentologici delle turbiditi preoligoceniche dell'Appennino centro-settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 1, S. 223 - 266; Roma 1965.
- PELLEGRINI, M. (1966): Osservazioni geologiche sulla zona di M. Falterona. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 6, S. 239 - 270; Pisa 1966.
- PELLIZZER, R. (1955): Ricerche sulle ofioliti delle zone tra la Futa e la Raticosa. - Boll. Serv. Geol. Ital., 77, 4 - 5, S. 605 - 681; Roma 1955.
- PETERS, V. & GANDOLFI, R. (1948 - 1949): Contributo alla conoscenza dei foraminiferi oligocenici nel versante Nord del Appennino settentrionale. - Riv. Ital. Pal., 54 - 55, S. 97 - 116.
- PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary Rocks. - 2. Edition, Harper & Broth., 718 S.; New York 1957.
- PIERI, M. (1961): Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico-padano eseguito nel 1955 - 1959 dai geologi del AGIP MINERARIA. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 1 - 34; Roma 1961.
- PIRINI, C. & RADRIZZANI, S. (1962): Stratigrafia del foglio 118 "Ancona". - Boll. Serv. Geol. Ital., 83, S. 71 - 200; Roma 1963.
- PIRINI, C. (1961): Contributo paleontologico allo studio del Appennino settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 111 - 138; Roma 1961.
- PISTOLESI, A. (1966): Ritrovamento di Miogypsine alla base del Macigno in Umbria. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 6, S. 271 - 280; Pisa 1966.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1963): Paleocurrents and basin analysis. - Springer-Verlag, Berlin - Göttingen - Heidelberg, 1963.
- PREMOLI SILVA, I. & LUTERBACHER, H. (1964): Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale. - Riv. Ital. Pal. Strat., 70, 1, S. 67 - 128.

- PRINCIPI, P. (1930): Osservazioni intorno alla geologia della catena del Monte Cimone (Appennino settentrionale). - Boll. Soc. Geol. Ital., 49, S. 297 - 312; Roma 1930.
- RAGGI, G. (1966): Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure. 4): Osservazioni sulla posizione delle ofioliti del massiccio del M. Penna (alta Val di Taro) e considerazioni sui complessi di base del Flysch del M. Gottero e del Monte Caio. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 6, S. 15 - 28; Pisa 1966.
- RAU, A. (1965): Nota preliminare al rilevamento geologico delle alte valli del Cedra e dell'Enza (Appennino Emiliano). - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 3, S. 55 - 70; Pisa 1965.
- REISS, Z. & GVIRTZMAN, G. (1964): Subsurface Neogene Stratigraphy of Israel. - Intern. Union Geol. Sci.; in: Committee on Mediterranean neogene stratigraphy. Proceedings of the Third Session in Berne (1964), DROOGER, C.W., REISS, Z., RUTSCH, R.F. & MARKS, P.; S. 312 - 346; Brill, Leiden 1966.
- RENTZ, K. (1967): Die Geologie des Dolotales. - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 127 S.
- REUTTER, K.-J. (1960): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nordapennin. - Diss. Freie Univ. Berlin, 83 S.
- (1961): Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 11, S. 563 - 588; Stuttgart 1961.
 - (1965): Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nordapennin). - Max Richter-Festschrift, S. 167 - 183; Clausthal Zellerfeld 1965.
 - (1966): Der geotektonische Bauplan des Nordapennins unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse aus dem Gebiet um Pievepelago (Modena). - Unveröff. Habilit.-Schr. Freie Univ. Berlin.
 - (1968): Die tektonischen Einheiten des Nordapennins. - Ecl. Geol. Helv., 61, 1, S. 183 - 224; Basel 1968.
 - (1969): La geologia dell'alto Appennino Modenese tra Civago e Panano e considerazioni geotettoniche sull'unità di M. Modino - M. Cervarola. - Aten. Parm. Acta Nat., 5, 2, S. 1 - 86; Roma 1969.
 - & SERPAGLI, E. (1961): Micropaleontologia stratigrafica sulla "Scaglia rossa" di Val Gordana (Pontremoli; Appennino settentrionale). - Boll. Soc. Pal. Ital., 1, 2, S. 10 - 30; Modena.
 - & SAMES, C.W. (1962): Fazieszusammenhänge im Nordapennin. - Z. dtsh. geol. Ges., 114, 3, S. 620 - 646; Hannover 1964.
 - & SCHLÜTER, H.U. (1968): La struttura delle arenarie della Unità di M. Modino - M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell'Appennino modenese. - Aten. Parm. Acta Nat., 4, 2, S. 36 - 56; Parma 1968.
- RICHTER, G. (1964): Geologische Untersuchungen im Raum südlich Calestano, Provinz Parma (Nordapennin). - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin.
- RICHTER, M. (1958): Über Dehnung und Längung im Gebirge während der Faltung. - Geologie (Buhnoff-Gedenkschrift), 2, S. 312 - 318.

- (1959): Über den Bau der Ligurischen Alpen: I. Das "Fenster" von Castelvecchio. - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 107, 3, S. 367 - 388; Stuttgart 1959.
 - (1960a): Über den Bau der Ligurischen Alpen: II. Der Flysch des Gebietes San Remo - Alassio. - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 110, 2, S. 139 - 179; Stuttgart 1960.
 - (1960b): Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin. - Geol. Rdsch., 50, S. 529 - 537; Stuttgart 1960.
 - (1961): Über den Bau der Ligurischen Alpen: III. Tektonik und Stellung der Flyschzone. - Z. dtsh. geol. Ges., 112, S. 116 - 149; Hannover 1961.
 - (1962a): Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz. - N. Jb. Geol. Pal. Mh., 3, S. 130 - 142; Stuttgart 1962.
 - (1962b): Alpen, Apennin und Dinariden. - N. Jb. Geol. Pal. Mh., 2, S. 466 - 480; Stuttgart 1962.
 - (1963): Der Bauplan des Apennins. - N. Jb. Geol. Pal. Mh., 2, S. 509 - 517; Stuttgart 1963.
- RIGO DE RIGHI, F. (1956): Olistostromi neogenici in Sicilia. - Boll. Soc. Geol. Ital., 75, 3, S. 185 - 216; Roma 1956.
- RODOLICO, F. (1940): Sulla presenza di rocce verdi nell'arenaria "macigno" della valle dell'Aveto e del M. Senario (Appennino settentrionale). - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 49, S. 26 - 38; Pisa 1940.
- ROVERETO, G. (1922): A proposito del diaspirismo. - Rend. R. Acc. Linc., ser. 5, Cl. Fis., 31.
- ROVERI, E. (1966): Geologia della sinclinale Vetto - Carpineti (Reggio Emilia). - Mem. Soc. Geol. Ital., 2, S. 241 - 267; Pisa 1966.
- SACCO, F. (1881): L'Appennino settentrionale (parte centrale). - Boll. Soc. Geol. Ital., 10, S. 945 - 954; Roma 1881.
- (1890 - 1891, 1932): Carta Geologica d'Italia, foglio 86 "Modena". - Tip. Giardini, Firenze.
 - (1892): Le Trias dans l'Apennins d'Emilie. - Bull. Soc. Belge de Géol. etc., 2.
 - (1892a): L'Appennino dell'Emilia. - Boll. Soc. Geol. Ital., 11, S. 425 - 600; Roma 1892.
 - (1932): Carta Geologica d'Italia, foglio 85 (Castelnuovo nei Monti). - R. Uff. Geol. Ital., Roma.
 - (1934): I problemi delle formazioni ofiolitiferi delle Alpi e dell'Appennino. - Boll. R. Uff. Geol. Ital., 59, 3, S. 1 - 56; Roma 1934.
 - (1936): Cenni sulla geologia dell'Appennino Tosco-Romagnolo. - Boll. Soc. Geol. Ital., 55, S. 311 - 318; Roma 1936.
 - (1940): Una sezione attraverso l'Appennino dalla pianura padana al Tirreno. - Boll. Soc. Geol. Ital., 59, S. 402 - 421; Roma 1940.
 - (1947a): L'età delle formazioni con Pietre Verdi. - Atti Acc. Naz. Linc., ser. 8a, Rend. Cl. Fis. Mat. Nat., 2, S. 510 -

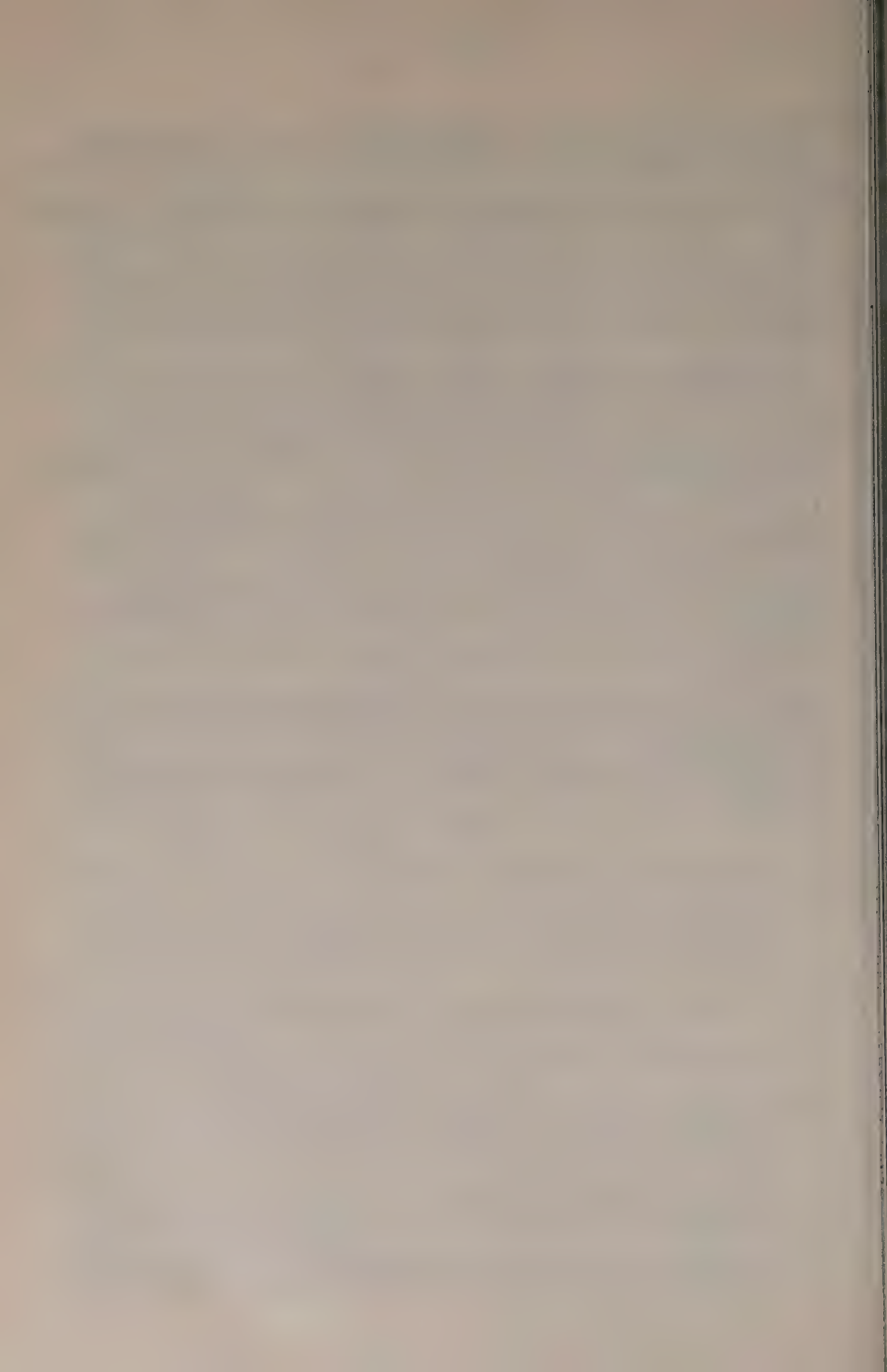
515; Roma 1947.

- (1947b): L'età del Macigno. - Atti Acc. Naz. Linc., ser. 8a, Rend. Cl. Fis. Mat. Nat., 2, S. 739 - 743; Roma 1947.
- SAGGINI, F. (1961): Grande placca di 'arenaria superiore' tra Prunetta e la conca di S.Marcello Pistoiese - Bardalone (Appennino pistoiese). - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 2, S. 1 - 24; Pisa 1961.
- (1965): Per una rinnovata interpretazione regionale dei "rad-doppi" tettonici locali della Serie Toscana. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 1, S. 311 - 346; Roma 1965.
- SAMES, C.W. (1960): Zur Geologie des Nordapennins im Raum Bedonia - Parma. - Diss. Freie Univ. Berlin, 56 S.
- (1963): Beitrag zur Gliederung des Kreideflysches zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien). - Geol. Jb., 81, S. 481 - 518.
- (1965): Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradierter Konglomerate. - Max Richter-Festschrift, S. 185 - 202; Clausthal Zellerfeld 1965.
- (1967): Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia. - Boll. Soc. Geol. Ital., 86, S. 49 - 59; Roma 1967.
- SANDER, B. (1948 - 1950): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. I. (1948; 215 S.), II. (1950; 409 S.); Innsbruck/Wien.
- SANDERS, J.E. (1960): Origin of convolute lamination. - Geol. Mag., 97, 5; Hertford.
- SCHAFER, F.X. (1934): Zur Stratigraphie und Tektonik im Nordapennin. - Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1934, Abt. 3, Nr. 9.
- SCHLÜTER, H.U. (1968): Stratigraphie und Tektonik des Fensters von Bobbio und der auflagernden Decken (Prov. Piacenza, Italien). - Diss. Freie Univ. Berlin, 144 S.
- SCHNEIDER, J. (1935): Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, H. 14, S. 1 - 48; Berlin 1935.
- SCHULZE, K.H. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Übergangsbereiches ligurischer und emilianischer Fazies im Gebiet zwischen Valdena - Borgo Val di Taro - Valmozzola, Provinz Parma, Nordapennin. - Diss. Freie Univ. Berlin, 129 S.
- SEGNINI, A. (1961): Serie stratigrafica di Monte Dosso. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 45 - 52; Roma 1961.
- SELIGMANN, F. (1968): Die Ophiolithe und ihre Hüllgesteine von S.Stefano d'Aveto. - Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 128 S.
- SEILACHER, A. (1953): Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. - Z. dtsh. geol. Ges., 105, S. 215 - 227; Hannover 1953.
- (1958): Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. - Ecl. Geol. Helv., 51, 3, S. 1062 - 1078; Basel 1958.
- (1967): Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer

- Flysch. - Geol. Rdsch., 56, 1, S. 189 - 200; Stuttgart 1967.
- SERPAGLI, E. (1961): Contributo alla conoscenza dei terreni oligo-miocenici del Subappennino modenese. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 2, S. 127 - 134; Pisa 1961.
- (1962): Età paleogenica e non miocenica delle Formazioni di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno (Appennino settentrionale, Modena). - Acc. Naz. Linc., ser. 8, 33, 3 - 4, S. 153 - 157; Roma 1962.
- SESTINI, G. & CURCIO, M. (1965): Aspetti quantitativi delle impronte di fondo da corrente nelle torbiditi dell'Appennino tosco-emiliano. - Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 3, S. 143 - 168; Pisa 1965.
- SIGNORINI, R. (1935): Linee tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale. - Rend. Acc. Naz. Linc., 21, S. 42 - 45; Roma 1935.
- (1943): Osservazioni geologiche sull'alto Appennino modenese e Val di Lima. - Boll. Soc. Geol. Ital., 62, S. 53 - 73; Roma 1943.
 - (1945a): Sull'inizio della sedimentazione arenacea nell'Appennino centrale e settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 64, S. 27 - 29; Roma 1947.
 - (1945b): La successione delle facies del miocene nell'Appennino centrale e settentrionale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 64, S. 30 - 32; Roma 1947.
 - (1946): Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale. - Rend. Acc. Naz. Linc., ser. 8, 1, 1, S. 104; Roma 1946.
 - (1956): Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose. - Boll. Soc. Geol. Ital., 75, 3, S. 69 - 93; Roma 1956.
- SITTER, L.U. de. (1956): Structural geology. - Mc. Graw Hill, Publ. Comp. Ltd. London, 551 S.
- SMITH, R. (1916): Ball or pillow-form structures in sandstones. - Geol. Mag., 2; Hertford 1916.
- STAUB, R. (1932): Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. - Vierteljahres-Zschr. d. Naturforsch.-Ges., 77, S. 184 - 248; Zürich 1932.
- (1933): Zur tektonischen Analyse des Apennins. - Vierteljahres-Zschr. d. Naturforsch.-Ges., 78, S. 127 - 151; Zürich 1933.
 - (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. - Ecl. Geol. Helv., 44, 1, S. 29 - 130; Basel 1951.
- STEFANI, C. de (1881): Quadro comprensivo dei terreni che costituiscono l'Appennino settentrionale. - Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., 5; Pisa 1881.
- (1892): Descrizione sommaria delle principali dell'Appennino fra Genova e Firenze. - Boll. Soc. Geol. Ital., 11; Roma 1892.
 - (1894): Sull'età delle serpentine appenniniche. - Boll. Soc. Geol. Ital., 13, S. 63 - 67; Roma 1894.

- STEINMANN, G. (1907): Alpen und Apennin. - Monatsber. d. dtsh. Geol. Ges., 59, 8 - 9, S. 177 - 183; Berlin 1907.
- STERN, W. (1970): Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno. - Diss. Freie Univ. Berlin, 151 S.
- STILLE, H. (1927): Die sogenannte Rückfaltung im Apennin. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl., 1927.
- STRUENSEE, G. von (1967): Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia, Italien). - Diss. Freie Univ. Berlin, 156 S.
- TEDESCHI, D. (1961): Nota paleontologica introduttiva allo studio stratigrafico del versante appenninico padano eseguito dal 1955 al 1959 dai paleontologi dell'Agip Mineraria. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 105 - 110; Roma 1961.
- TEICHMÜLLER, R. (1935a): Die Stellung des ligurischen Scheitels im alpinen Orogen. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III. Folge, H. 14; Göttingen 1935.
- (1935b): Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III. Folge, H. 13, 61 S.; Göttingen 1935.
- & QUITZOW, H. (1935): Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III. Folge, H. 13, S. 181 - 186; Göttingen 1935.
- THIEME, R. (1961): Serie stratigrafica di Antognola. - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 1, S. 89 - 98; Roma 1961.
- TILMANN, N. (1926): Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toskanas. - Geol. Rdsch., 17a (Steinmann-Festschrift), S. 631 - 660.
- (1929): Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis. - Geol. Rdsch., 20 (Vortrag), S. 390; Berlin 1929.
- TREVISAN, L. (1955): Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 62; 1955.
- (1956): Aspetti e problemi del complesso delle "argille scagliose ofiolitifere" nei suoi affioramenti occidentali (Toscana Marittima - Liguria). - Boll. Soc. Geol. Ital., 75, 3, S. 23 - 40; Roma 1956.
- TRUEMPY, R. (1960): Werdegang einer Geosynklinale. - Geol. Rdsch., 50, S. 4 - 7; Stuttgart 1960.
- WACHSMUTH, W. (1966): Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen. - Diss. Freie Univ. Berlin, 159 S.
- WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. - Journ. sedim. Petrol., 37, 1, S. 25 - 43; Tulsa 1967.
- WIEDENMAYER, C. (1950): Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal. - Ecl. Geol. Helv., 43, S. 115 - 144; Basel 1950.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1934): Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas. - Geol. Inst. Amsterdam, 146 S.

- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, Ch.M. (1954): Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. - San Francisco, 1954.
- WUNDERLICH, H.G. (1964): Alpiner und apenniner Achsenplan in Ligurien und Toskana. - Geol. Rdsch., 53, 1, S. 57 - 73; Stuttgart 1964.
- (1966): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. - B. I. Hochschultaschenbücher, 339, 339a, 339b, 367 S.; Mannheim 1966.
- ZACCAGNA, D. (1879 - 1910): Carta Geologica d'Italia, foglio 96 (Massa). - Ist. Geogr. d'Agostini, Novara.
- (1898): Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente alle Alpe Apuane. - Boll. R. Com. Geol. Ital., 29, S. 97 - 127 u. 248 - 271.
- ZANZUCCHI, G. (1958): Alcune idee a proposito di finestre tettoniche nell'Appennino parmense. - Boll. Soc. Geol. Ital., 77, 3, S. 29 - 38; Roma 1959.
- (1959): Osservazioni preliminari sul flysch dell'Appennino parmense. - Boll. Serv. Geol. Ital., 81, 4 - 5, S. 437 - 450; Roma 1960 - 1961.
- (1961): Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma). - Boll. Soc. Geol. Ital., 80, 3, S. 133 - 158; Roma 1961.
- (1962): La geologia dell'Alta Val Parma. - Mem. Soc. Geol. Ital., 4, 1, S. 131 - 167; Bologna 1964.
- (1963): Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino Emiliano. - Aten. Parm. Acta Nat., 34, Suppl. 2 (SD), S. 3- 23; Parma 1963.
- (1967): Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro. - Aten. Parm. Acta Nat., 3, 1 (SD), S. 1 - 31; Parma 1967.



H.

L e b e n s l a u f

Als dritter Sohn des Landwirtes Ewald Rentz und seiner Ehefrau Erna Rentz, geb. Neumann, wurde ich, Kurt Rentz, am 10 Januar 1941 in Hinterberg, Krs. Konin (Provinz Posen, Warthe) geboren.

Von 1947 bis 1951 besuchte ich die dritte Volksschule in Berlin-Neukölln und von 1951 bis 1953 die 16. Grundschule des gleichen Bezirkes. Danach war ich Schüler der II. Oberschule Wissenschaftlichen Zweiges in Berlin-Neukölln, an der ich am 29. Februar 1960 die Reifeprüfung ablegte.

Im Sommersemester 1960 begann ich mein Studium an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin in der Fachrichtung Geologie, das ich ohne Unterbrechung fortsetzte und am 12. Juli 1967 mit der Diplom-Prüfung abschloß.

Meine akademischen Lehrer an der Freien Universität Berlin waren die Herren Professoren:

Dr. M. Richter, Dr. G. Bischoff (Regionale und Allgemeine Geologie), Dr. H.-J. Schneider (Lagerstättenkunde; Angewandte Geologie)), Dr. K. R. Mehnert (Mineralogie und Petrographie), Dr. W. G. Kühne (Paläontologie), Dr. K. J. Müller, Dr. A. v. Hille brandt (Mikropaläontologie), Dr. P. Giese (Geophysik), Dr. G. Hahn (Stratigraphie), Dr. K.-J. Reutter (Sedimentologie), Dr. K. F. Jahr, Dr. P. W. Schenk, Dr. G. Manecke (Chemie), Dr. H. Lassen (Physik), Dr. W. Ulrich (Biologie, Zoologie), Dr. C. Thielke (Botanik)

sowie die Herren Dozenten:

Dr. J. Liedholz (Bodenkunde), Dr. A. Schneider (Fotogeologie), Dr. K. Kohler (Kristallographie) und Dr. W. Büsch (Mineralogie).

